



*Escuela Técnica Superior de
Ingenieros de Caminos, Canales
y Puertos.*
UNIVERSIDAD DE CANTABRIA



MODELADO DEL CLIMA DE OLEAJE PRODUCIDO POR CICLONES TROPICALES EN EL ATOLÓN DE MAJURO (REPÚBLICA DE LAS ISLAS MARSHALL)

Trabajo realizado por:

Sara Ortega van Vloten

Dirigido:

Fernando Javier Méndez Incera

Laura Cagigal Gil

Titulación:

**Máster Universitario
en Costas y Puertos**

Santander, mes de octubre de 2019

TRABAJO FINAL DE MASTER

Índice de contenidos

RESUMEN CASTELLANO.....	1
RESUMEN INGLÉS.....	4
MEMORIA.....	7
1. Introducción y objetivos	8
2. Datos de partida.....	10
2.1 Base de datos de ciclones tropicales históricos.....	10
2.2 Base de datos de ciclones tropicales sintéticos	12
2.3 Base de datos de oleaje de satélite	13
2.4 Datos de batimetría	13
3. Metodología.....	15
4. Resultados.....	25
4.1 Parametrización de las trazas de ciclones	25
4.2 Selección de M=500 ciclones sintéticos.....	28
4.3 Simulación del ciclón histórico PAKA (1997)	30
4.3.1 Datos de satélite del ciclón histórico PAKA (1997).....	37
4.4 Simulación de M=500 ciclones sintéticos	39
4.5 Reconstrucción (RBF).....	41
4.6 Caracterización del régimen de clima extremal	42
5. Conclusiones	45
6. Referencias.....	46

RESUMEN

TÍTULO: MODELADO DEL CLIMA DE OLAJE PRODUCIDO POR CICLONES TROPICALES EN EL ATOLÓN DE MAJURO (REPÚBLICA DE LAS ISLAS MARSHALL)

AUTORA: Sara Ortega van Vloten

DIRECTORES: Fernando J. Méndez Incera, Laura Cagigal Gil

CONVOCATORIA: Octubre 2019

PALABRAS CLAVE: Ciclón tropical, oleaje, inundación, híbrido, vórtice, parametrización

El objetivo principal de este trabajo final de máster es construir un emulador del clima de oleaje producido por ciclones tropicales mediante modelización numérica, con el que obtener una estimación del régimen de clima extremal, lo cual tiene un interés práctico para su aplicación en estudios de evaluación del riesgo de inundación producido por estos fenómenos extremos.

Se van a utilizar dos bases de datos de ciclones tropicales. La primera es la base de datos global de IBTrACs que ha recopilado los mejores registros históricos de todo el mundo hasta la actualidad, proporcionando las variables características de la traza con intervalos de 6 horas. La segunda es la base de datos sintética generada por Nakajo et al. (2014) que reproduce la diversidad y frecuencia de las trazas. La principal ventaja es que permite trabajar con una gran cantidad de ciclones sintéticos, supliendo el limitado número de eventos históricos.

Por otra parte, dada la falta de datos instrumentales, se utilizará la base de datos de altura de ola obtenida por altimetría de satélite bajo el marco del proyecto Globwave de la ESA para realizar una validación cualitativa de la modelización numérica. Adicionalmente se ha utilizado información batimétrica elaborada por la Carta Batimétrica General de los Océanos (GEBCO) y el USGS (U.S. Geological Survey). El desarrollo del trabajo se ha aplicado a una zona suficientemente extensa alrededor del atolón de Majuro, la capital de la República de las Islas Marshall.

La traza de un ciclón tropical se caracteriza principalmente por las variables de longitud, latitud, presión mínima en el centro de baja presión, velocidad máxima de los vientos y la velocidad de traslación. Se plantea un modelo de parametrización de las trazas de los ciclones para simplificar el problema y poder representar las trazas que transcurren por el área de influencia de la zona de estudio con los parámetros: presión mínima, velocidad de traslación, ángulo de entrada y azimut.

Se ha desarrollado un método híbrido de “downscaling” (o regionalización) híbrido del clima de oleaje producido por ciclones tropicales, lo cual permitirá reducir en gran medida el esfuerzo computacional obteniendo resultados aceptables en un periodo de tiempo significativamente reducido. Para ello se ha aplicado el algoritmo de máxima disimilitud (MDA) para

seleccionar un subconjunto de las trazas parametrizadas equitativamente distribuidas en el espacio muestral de los datos de partida.

Los campos de viento asociados a los ciclones tropicales son parametrizados mediante el Modelo Dinámico de Holland basado en el modelo de vórtice y posteriormente adaptado por Fleming et al. (2008) para incluir la consideración de los cambios dinámicos de los parámetros del ciclón a lo largo de su traza. Los parámetros de entrada del modelo son: la velocidad de translación del ciclón, la velocidad máxima de los vientos a una altura de 10m, el radio de los vientos máximos y la presión mínima.

La modelización numérica se simula con el modelo SWAN en modo no estacionario, realizando la propagación del oleaje producido por los campos de viento inducidos por el paso del ciclón a lo largo de la traza. El dominio de cálculo es suficientemente grande para adaptarse a la escala del ciclón tropical, y ser capaz de reproducir su evolución durante un periodo del orden de días. Se configura un conjunto de cinco mallas anidadas de resoluciones entre 15km y 75m. Los resultados se almacenarán en diversos puntos situados alrededor del atolón de Majuro.

La ejecución del modelo numérico se realiza para los M casos seleccionados por el algoritmo de máxima disimilitud, cuyo número (M=500) se determinó de modo que se pudieran ejecutar el máximo número posible de casos con la primera malla de 15km, en el tiempo disponible para la obtención de resultados. La colaboración del Departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente ha sido clave por facilitar el uso de un ordenador de 8 procesadores.

De forma paralela se ha ejecutado el caso de un ciclón histórico (Paka, 1997) que cruzó a poca distancia del atolón de Majuro. Para este caso particular se ha simulado numéricamente la traza histórica con los campos de vientos parametrizados y todas las mallas anidadas.

Al tratar con atolones con porciones de tierra muy pequeñas la resolución de mallas demasiado gruesas no captan la batimetría de detalle y no resuelven correctamente el efecto sombra del perímetro del atolón de Majuro (tanto dentro como fuera de la laguna). Generalmente la altura de ola significativa y los periodos tienden a sobreestimarse con las primeras mallas. La malla de 250m mejora los resultados sensiblemente resolviendo este aspecto.

Respecto al mapa de altura de ola significativa, se comprueba que el grado de asimetría es mayor que la del campo de velocidades del viento. A la derecha del ciclón la dirección del viento y la dirección de propagación de la tormenta tienden a estar alineadas por lo que los vientos más intensos actúan sobre una misma región durante un periodo de tiempo, lo cual puede asimilarse a un fetch por acumulación de energía.

Con los datos de satélite de las fechas que se han simulado numéricamente se ha realizado una validación cualitativa de la altura de ola propagada, con la limitación del carácter intermitente de los datos de satélite. Efectivamente se distingue una zona que coincide con el paso del ciclón y registró alturas de ola extremas. Hay que recordar que la simulación numérica únicamente se ha alimentado de campos de viento parametrizados, sin considerar el aporte de las condiciones de

oleaje, que sí registraron los datos de satélite.

La reconstrucción de los M casos simulados numéricamente se realiza utilizando una técnica de interpolación basada en la función de base radial (RBF). Previamente se han sintetizado las series temporales de altura de ola, periodo y dirección propagados, en un conjunto de valores representativos del run-up máximo por onda infragravitatoria como un indicador del grado de inundación. La validación de la reconstrucción demuestra que M=500 casos no son suficientes para representar la diversa casuística de ciclones tropicales, ya que no se llega a alcanzar un nivel de estabilización del error.

Por último, se ha calculado el régimen de clima extremal de ciclones tropicales sintéticos e históricos en función del número medio de ciclones tropicales anuales. Puesto que la serie sintética cuenta con una gran cantidad de datos es posible obtener el régimen extremal de periodos de retorno muy elevados. La máxima altura de ola asociada al máximo run-up parece converger alrededor de 11m. El régimen de clima extremal asociado a los ciclones históricos tiene una tendencia muy parecida a la obtenida de la serie sintética.

Como novedad, el trabajo se ha realizado utilizando el lenguaje de programación Python.

Las principales conclusiones que se obtienen tras la finalización de este trabajo son:

- Se ha generado un metamodelo capaz de estimar las condiciones de oleaje (altura de ola, periodo y dirección) a partir de los parámetros geométricos, cinemáticos y dinámicos de un ciclón tropical.
- La metodología propuesta permite desarrollar una estimación aproximada del régimen de clima extremal de ciclones en la zona de estudio, lo cual es interesante de cara a su aplicación práctica en estudios de evaluación del riesgo.
- El número de M=500 casos simulados ha demostrado no ser suficiente para conseguir una reproducción representativa de la diversa casuística de los ciclones tropicales, ya que el error de la reconstrucción no alcanza niveles de estabilización. Se deduce que la complejidad introducida al tratar con fenómenos extremos, repercute en la necesidad de ampliar el número de casos.

Asimismo, pueden apuntarse una serie de líneas futuras de investigación en las que enfocar mejoras de la metodología:

- Incluir en la parametrización de la traza variables adicionales para caracterizar la variabilidad temporal de la intensidad del ciclón tropical, la cual viene definida principalmente por la presión mínima en el centro de baja presión del ciclón.
- Analizar la conveniencia de definir obstáculos en el modelo numérico para asegurar la representación correcta de islas y atolones cuando no se disponga de batimetría de detalle.
- Ampliar el número de casos seleccionados por máxima disimilitud y propagarlos con las mallas anidadas hasta la resolución de 250m para comprobar la sensibilidad del error de la serie reconstruida en función de la resolución de cálculo.

ABSTRACT

TITLE: Wave climate modelling produced by tropical cyclones on the atoll of Majuro (Republic of Marshall Islands)

AUTHOR: Sara Ortega van Vloten

DIRECTORS: Fernando J. Méndez Incera, Laura Cagigal Gil

SUBMISSION DATE: October 2019

KEY WORDS: Tropical cyclone, wave, flooding, hybrid, vortex, parameterization

The main objective of this final thesis is to build up a wave climate emulator produced by tropical cyclones with the aid of numerical modelling, so that it will be possible to obtain an approximation of the extreme wave regime, which is of particular interest for practical application in studies concerned with flood risk assessment produced by these extreme phenomena.

Two tropical cyclone databases will be used. The first is the IBTrACs global database which has compiled the best historical records from around the world up to date, providing the characteristic variables of the trace at 6-hour intervals. The second is the synthetic database generated by Nakajo et al. (2014) that reproduces the diversity and frequency of the traces. Its main advantage is that it allows to work with a large number of traces, replacing the limited number of historical events.

On the other hand, given the lack of instrumental data, the wave height database obtained by satellite altimetry under the ESA Globwave project will be used to perform a qualitative validation of the numerical modelling. In addition, bathymetric information from the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) and the USGS (U.S. Geological Survey) have been used. The practical development of this thesis has been applied to a sufficiently large area around Majuro Atoll, the capital of the Republic of the Marshall Islands.

The trace of a tropical cyclone is mainly characterized by the variables of longitude, latitude, minimum pressure at the low-pressure center, maximum wind speed and translation speed. A parameterization model of the cyclone traces is proposed to simplify the problem and to be able to represent the traces that cross through the influence area of the study case with the following parameters: minimum pressure, translation speed, angle of entry and azimuth.

A hybrid method to downscale wave climate produced by tropical cyclones has been developed, which will allow to reduce to a great extent the computational effort obtaining reasonable results in a significantly reduced period of time. For this purpose, the maximum dissimilarity algorithm (MDA) has been applied to select a subset of the parameterized traces fairly

distributed in the sample of initial data.

The wind fields associated with tropical cyclones are parameterized using the Holland Dynamic Model based on the vortex model and subsequently adapted by Fleming et al. (2008) to include the dynamic changes of cyclone parameters along its trace. The input parameters of the model are: translation speed of the cyclone, maximum wind speed at a height of 10m, maximum wind radius and minimum pressure.

The numerical modelling is simulated with the SWAN model in non-stationary mode, performing the propagation of the waves produced by the wind fields induced by the crossing of the cyclone along the trace. The numerical domain is large enough to adapt to the scale of the tropical cyclone, and to be able to reproduce its evolution during a period of days. A set of five nested meshes with resolutions between 15km and 75m is defined. The results will be stored for several points located around the Majuro atoll.

The execution of the numerical model is performed for M cases selected by the algorithm of maximum dissimilarity, which number (M=500) was determined in order to be able to execute the maximum possible number of cases with the first mesh of 15km, bound to the little amount of time available to obtain results. The collaboration of the Department of Water and Environmental Sciences and Techniques has played a key role by facilitating the use of a computer with 8 processors.

Moreover, a historic cyclone (Paka, 1997) that crossed close to the Majuro atoll has been simulated as well. In this case the historical trace has been simulated numerically with the parameterized wind fields and using all five nested meshes.

Since atolls are very small portions of land, the resolution of too coarse meshes does not sufficiently capture high quality bathymetry and does not correctly resolve the shadow effect of the perimeter of the Majuro atoll (both inside and outside the lagoon). Generally, significant wave height and periods tend to be overestimated with the few first nested meshes. The 250m mesh improves the results significantly by sorting out this aspect.

With respect to the significant wave height map results, it is observed that the degree of asymmetry is greater than that of the wind field. To the right of the cyclone the direction of the wind and the direction of the storm propagation are more or less aligned so that the most intense winds remain on the same region for a period of time, which can be assimilated as a fetch by accumulation of energy.

A qualitative validation of the propagated wave height has been performed between the numerically propagated data and the satellite data. The precision of the latter is limited since the time series data is intermittent. An area that overlaps with the crossing of the cyclone where extreme wave heights were recorded has been identified. It should be remembered that the numerical simulation only considered parameterized wind fields, without taking into account the contribution of wave input, in contrast of satellite real data.

The reconstruction of $M=500$ numerically simulated cases is performed using an interpolation technique based on the radial base functions (RBF). Wave height, period and direction propagated time series were reduced into a set of representative values of the maximum run-up due to infragravity wave, as an indicator of the flooding extent. The validation of the reconstruction shows that $M=500$ cases are not enough to represent the diversity of tropical cyclones, since there is no consistent reduction of the error.

Finally, the extreme climate regime of synthetic and historical tropical cyclones has been calculated using the average number of annual tropical cyclones. Since the amount of data of synthetic cyclones is very large, it is possible to obtain the extreme regime for very high return periods. Maximum wave height associated with maximum run-up seems to converge approximately 11m. The extreme climate regime associated with historical cyclones has shown a similar pattern to that of the synthetic series.

The realization of this thesis has been done using Python programming language.

The main conclusions that are obtained after the completion of this work are:

- A metamodel capable of estimating wave conditions (wave height, period and direction) from the geometric, kinematic and dynamic parameters of a tropical cyclone has been generated.
- The proposed methodology makes it possible to develop a rough estimate of the extreme cyclone climate regime in the study area, which is interesting for practical application in risk assessment studies.
- The number of $M=500$ simulated cases has shown to be insufficient in order to obtain a representative reproduction of the diversity of tropical cyclones, since the reconstruction error does not reach stabilization levels. It can be inferred that the complexity introduced when dealing with extreme phenomena influences the need to increase the number of cases.

Furthermore, a series of future lines of research to focus on to improve the methodology are suggested:

- To include in the parameterization of the trace additional variables to characterize the temporal variability of the intensity of the tropical cyclone, which is defined mainly by the minimum pressure in the low-pressure center of the cyclone.
- To analyze the convenience of defining obstacles in the numerical model to ensure the correct representation of islands and atolls when detailed bathymetry is not available.
- To extend the number of cases selected by maximum dissimilarity and propagate them with all nested meshes up to a resolution of 250m to determine the sensitivity of the error of the reconstructed series depending on the numerical resolution.

MEMORIA

1. Introducción y objetivos

Este trabajo de fin de máster pretende en primer lugar y como objetivo principal construir un emulador del clima de oleaje producido por ciclones tropicales mediante modelización numérica y la estimación del régimen de clima extremal. Los ciclones se desarrollan sobre superficies extensas de agua cálida y alrededor de una perturbación en la atmósfera cuando las condiciones atmosféricas son favorables.

En términos meteorológicos, los ciclones tropicales son sistemas tormentosos caracterizados por una circulación cerrada alrededor de un centro de baja presión que produce fuertes vientos y abundante lluvia. Los ciclones tropicales pueden denominarse indistintamente como tifones o huracanes en función de la terminología del lugar, puesto que se producen en numerosas regiones alrededor del mundo, generalmente en las regiones intertropicales.

El campo de viento asociado a un ciclón ha sido objeto de parametrización en diversos estudios e investigaciones, dando lugar a modelos de viento de tipo vórtice. Este tipo de modelos simulan los intensos campos de viento asociados a los ciclones ofreciendo resultados bastante aceptables con la ventaja adicional de depender de muy pocas variables de entrada: la posición del ciclón, su presión mínima en el centro de baja presión, su velocidad de translación, la velocidad máxima de los vientos y el radio desde el centro de baja presión en el que se producen esos vientos más intensos.

Se ha aplicado una técnica de selección de ciclones tropicales sintéticos generados estocásticamente, previamente parametrizados, para realizar un “downscaling” estadístico de la modelización numérica alimentada por los campos de viento también parametrizados. La caracterización de los ciclones se basa en la parametrización de ciclones tropicales sintéticos, a partir de cuatro parámetros: la presión mínima en el centro de baja presión asociado al ciclón, su velocidad de translación, el ángulo medio de la dirección de su traza, y el azimut o ángulo que define el punto de entrada del ciclón en el área de estudio.

El desarrollo práctico del trabajo se ha aplicado en particular al atolón de Majuro, la capital de la República de las Islas Marshall. La zona de estudio se ubica en el lado Oeste del océano Pacífico del hemisferio norte, en medio de una región que históricamente ha tenido importantes intereses estratégicos, y donde se han ubicado diversas bases militares estadounidenses.

Un atolón se define como una isla coralina oceánica, o un conjunto de varias islas pequeñas que forman parte de un arrecife de coral con una laguna interior que se comunica con el mar. Los atolones se forman cuando un arrecife de coral crece alrededor de una isla volcánica a medida que la isla se hunde en el océano.

Tanto las pequeñas islas como los atolones y arrecifes coralinos constituyen pequeñas porciones de tierra que apenas emergen sobre dos cordilleras volcánicas submarinas integrantes del Cinturón de fuego del Pacífico.

Como se observa en la figura 1, aunque el perímetro terrestre encierra una laguna de 295km², la superficie total de tierra es muy reducida, de solamente 10km², y el ancho medio de superficie seca es de aproximadamente 200m.

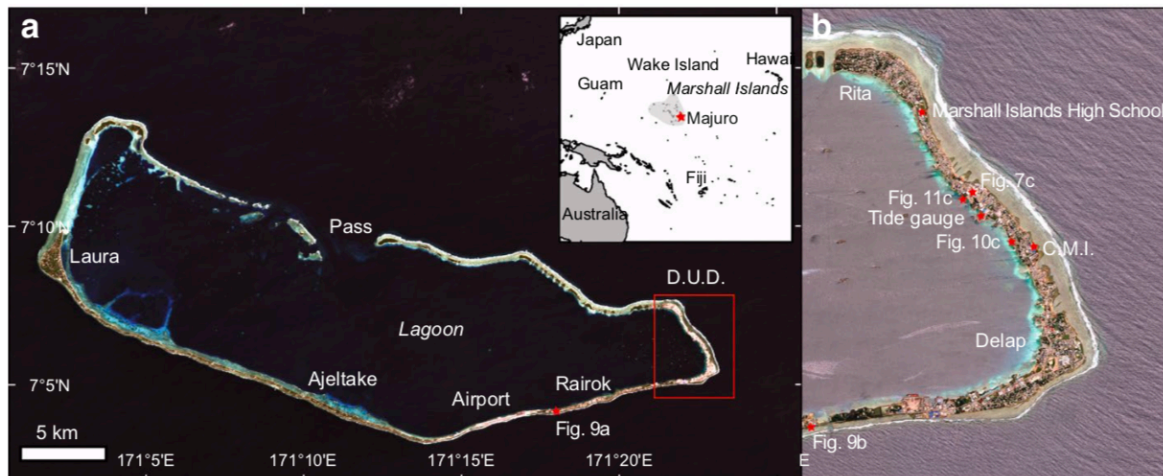


Figura 1. Atolón de Majuro y vista aérea de la zona más poblada en el extremo Este (Fuente: Ford et al. 2018)

La baja elevación del terreno unida a la localización de Majuro en una zona de paso de tormentas y ciclones tropicales, la convierte en una zona altamente vulnerable al aumento del nivel del mar, y obviamente está expuesta al riesgo de inundación asociado a fenómenos extremos como los ciclones tropicales. De hecho, se han documentado una serie de tifones que tuvieron efectos catastróficos en estas regiones.

Adicionalmente, conviene tener en cuenta que las Islas Marshall también están expuestas a swells, o mar de fondo, generados a grandes distancias, procedentes del Pacífico Norte y Sur según sus respectivas temporadas de invierno. Los lados Norte y Este del atolón reciben oleajes con alturas de ola generalmente mayores (Ford et al, 2018). La presencia de arrecifes poco profundos actúa como protección natural frente a inundaciones inducidas por el oleaje porque pueden llegar a atenuar la energía incidente de los swells desde el momento que el oleaje empieza a notar el fondo y a romper disipando cierta cantidad de energía. Por otro lado, existen más factores que contribuyen a producir inundaciones, como las ondas infragravitatorias de periodos largos y el setup.

2. Datos de partida

En este apartado se presentan las distintas bases de datos que han sido empleadas para la realización de este trabajo, relativas a los datos disponibles de ciclones tropicales históricos, la base de datos de ciclones sintéticos, los datos satelitales de oleaje e información batimétrica.

2.1 Base de datos de ciclones tropicales históricos

Respecto a la base de datos de ciclones tropicales históricos, se ha consultado IBTrACs (International Best Track Archive for Climate Stewardship). Esta base de datos fue promovida como parte de un proyecto (Knapp et al., 2010) cuyo propósito fue generar una base de datos global mediante la recopilación de los mejores registros obtenidos por diferentes Centros Meteorológicos Regionales Especializados que hayan monitorizado dichos eventos alrededor de todo el mundo desde el año 1851 hasta la actualidad.

Las principales características y ventajas de esta base de datos son:

- Contiene la base de datos de ciclones históricos más completa y disponible al público
- Combina información de ciclones tropicales proveniente de distintas fuentes
- Facilita el tratamiento de los datos proporcionando un único formato
- Aúna en una única base de datos los registros históricos y se actualiza periódicamente incorporando los eventos más recientes

Algunas de las variables que se proporcionan son la posición del ciclón a lo largo de su traza (longitud, latitud) con intervalos de 6 horas, la fecha de ocurrencia, la presión mínima en el centro de baja presión, la velocidad máxima sostenida del viento, y la cuenca oceánica de generación, entre otras. La figura 2 muestra el conjunto de trazas correspondientes al periodo 1950-2000.

Puesto que la zona de estudio se localiza en la cuenca del Pacífico Oeste (hemisferio Norte), se han seleccionado los 1605 ciclones históricos pertenecientes a dicha cuenca y los más de 20.000 pares de datos entre la presión mínima y la velocidad máxima sostenida de los vientos, para obtener una relación empírica. La figura 3 muestra una tendencia clara entre las dos variables y se indica la ecuación correspondiente al ajuste polinómico de tercer grado. Esta relación será utilizada posteriormente para estimar las velocidades máximas cuando sólo se tengan datos de presión.

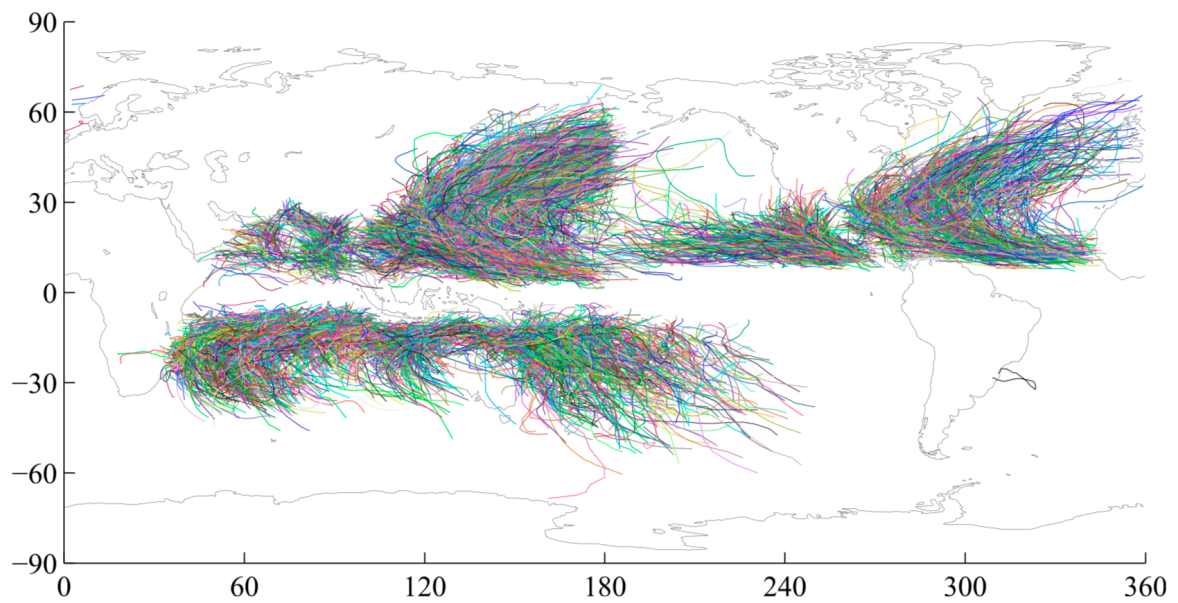


Figura 2. Registro histórico de ciclones históricos de IBTrACs en el periodo 1950-2000 (Fuente: Nakajo et al., 2014)

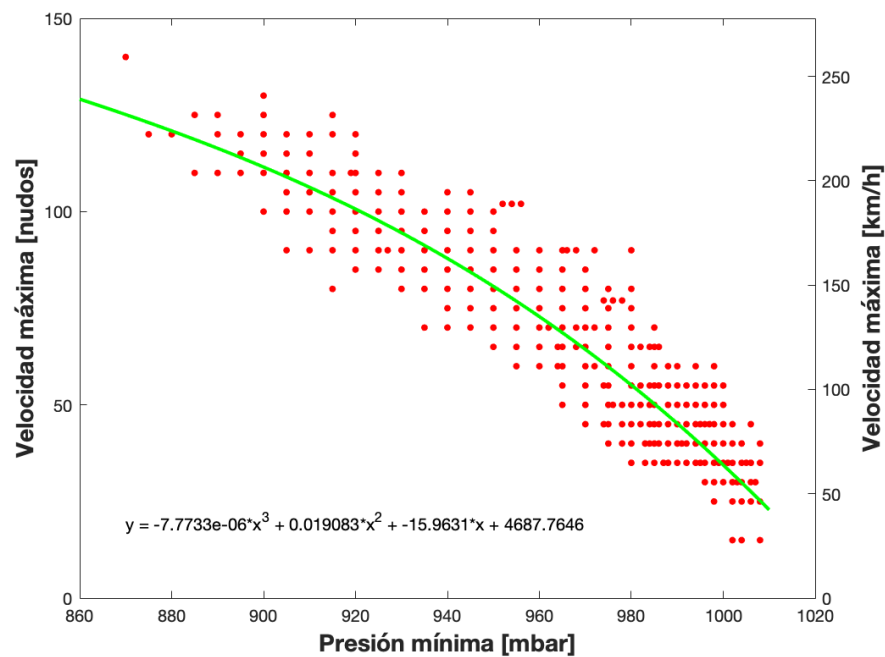


Figura 3. Ajuste entre la presión mínima y la velocidad máxima de vientos (cuenca del Pacífico Noroeste)

2.2 Base de datos de ciclones tropicales sintéticos

Dado que el conjunto de ciclones históricos que han transcurrido por la zona de influencia del atolón de Majuro es muy pequeño, con tan sólo 37 ciclones, se ha utilizado también la base de datos sintética de ciclones tropicales generada por Nakajo et al. (2014). La figura 4 muestra el conjunto de trazas generadas artificialmente en un periodo de 50 años, el cual parece reproducir considerablemente bien la diversidad de las trazas y sus características generales, como por ejemplo que la traza frecuentemente se curva alrededor los 25-30º de latitud en ambos hemisferios.

Esta base de datos fue obtenida a partir de un modelo estocástico que considera los parámetros característicos de un ciclón tropical como son la traza, la presión mínima a nivel del mar y la velocidad de translación del ciclón. Nakajo contrastó que dicho modelo es sensible a las aproximaciones de las funciones de distribución de probabilidad conjunta, así como a las correlaciones temporales, y la buena reproducción de la frecuencia de los ciclones.

Las simulaciones generadas por el modelo fueron comparadas con datos históricos en las cuencas del Pacífico Noroeste, Pacífico Suroeste y Atlántico Norte, resultando que los valores promedio y los patrones de distribución de las funciones distribución de probabilidad de los parámetros de los ciclones se ajustaban a los datos históricos.

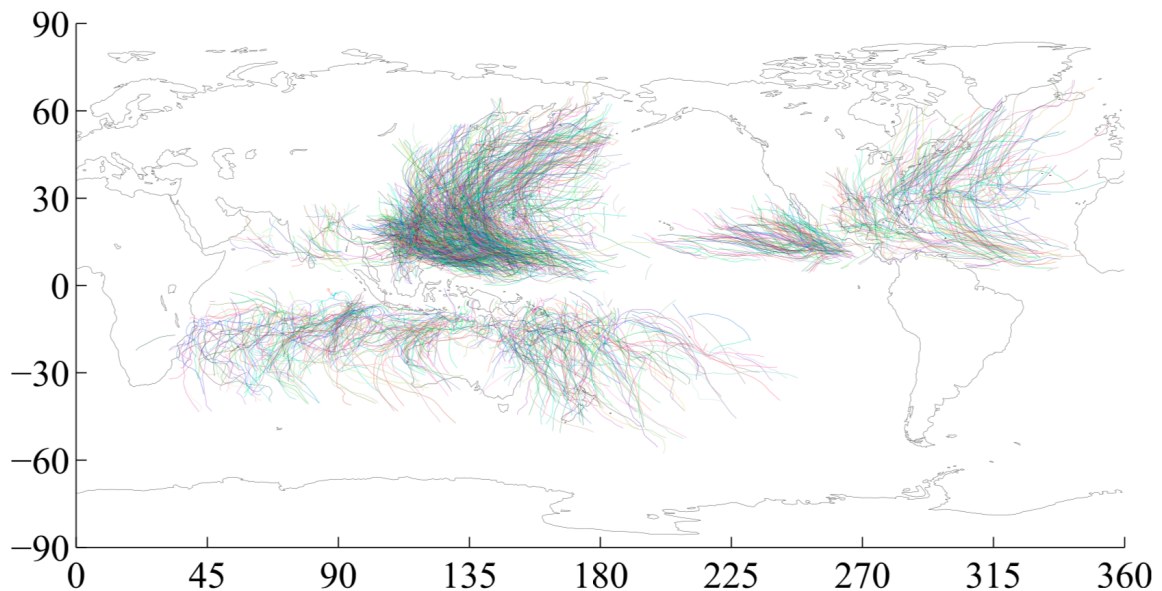


Figura 4. Trazas sintéticas de ciclones tropicales para un periodo de 50 años (Fuente: Nakajo et al., 2014)

El alcance de este trabajo no permite profundizar en el análisis del método de generación de las series sintéticas, por lo que se asume como hipótesis las conclusiones favorables de la buena reproducción de los ciclones sintéticos en comparación con los registros históricos. De este modo será posible trabajar con una base de datos sustancialmente más numerosa.

2.3 Base de datos de oleaje de satélite

Adicionalmente se utilizará la base de datos de oleaje obtenida por altimetría de satélite para realizar una validación cualitativa de la modelización del clima de oleaje en Majuro. En el extremo este del atolón existe una boya, pero desafortunadamente la serie de los datos instrumentales corresponden a periodos de tiempo intermitentes y no coincidentes con el paso de ciclones históricos.

Los datos de satélite abarcan un periodo entre 1985 y 2013, y han sido compilados en una base de datos única y homogénea bajo el marco del proyecto Globwave de la ESA, una iniciativa promovida por la Agencia Espacial Europea para proporcionar datos de oleaje alrededor de todo el globo. Dicha información se nutre de distintas misiones de satélites.

La base de datos de oleaje medidos por satélite tiene una buena precisión en general, con la excepción de los valores extremos o muy pequeños de altura de ola significativa. También se realiza la corrección de los datos en los casos en que se produzca una coincidencia espacio-temporal entre datos de satélite y datos instrumentales. Precisamente la principal limitación de la información de satélite radica en la intermitencia espacio-temporal de los datos.

2.4 Datos de batimetría

Se han utilizado dos fuentes distintas de datos de batimetría del terreno en la zona de estudio que abarca el atolón de Majuro y las islas que se encuentran dentro del dominio donde se realizarán las simulaciones numéricas de propagación.

En primer lugar, se dispone de la malla GEBCO_2019 desarrollada en el marco del proyecto Seabed 2030, con la colaboración de la Fundación Nippon de Japón y la organización de la Carta Batimétrica General de los Océanos (también conocida por el acrónimo inglés GEBCO). Esta batimetría proporciona datos globales en todo el mundo con una resolución de 15 arco-segundos, lo que equivale aproximadamente a 450m. La figura 5 muestra la batimetría del terreno en el dominio de estudio, y centrado en el atolón de Majuro.

En segundo lugar, se utilizará el modelo digital de elevación topo-batimétrica que se desarrolló para el atolón de Majuro. Esta batimetría de detalle fue elaborada por el USGS (U.S. Geological Survey) con la colaboración del DOI PI-CSC (U.S. Department of Interior Pacific Islands Climate Science Center), con la motivación de apoyar la investigación y el modelado del clima de inundación producido por huracanes y la marea astronómica dada la alta vulnerabilidad que le confiere su ubicación.

Mediante la combinación de diferentes sistemas tecnológicos de información obtuvieron una malla batimétrica de alta calidad con una resolución de 20m. Las figuras 6a y 6b ilustran la batimetría del atolón de Majuro correspondiente a USGS y GEBCO respectivamente distinguiéndose claramente la notable mejora de la primera respecto a la segunda.

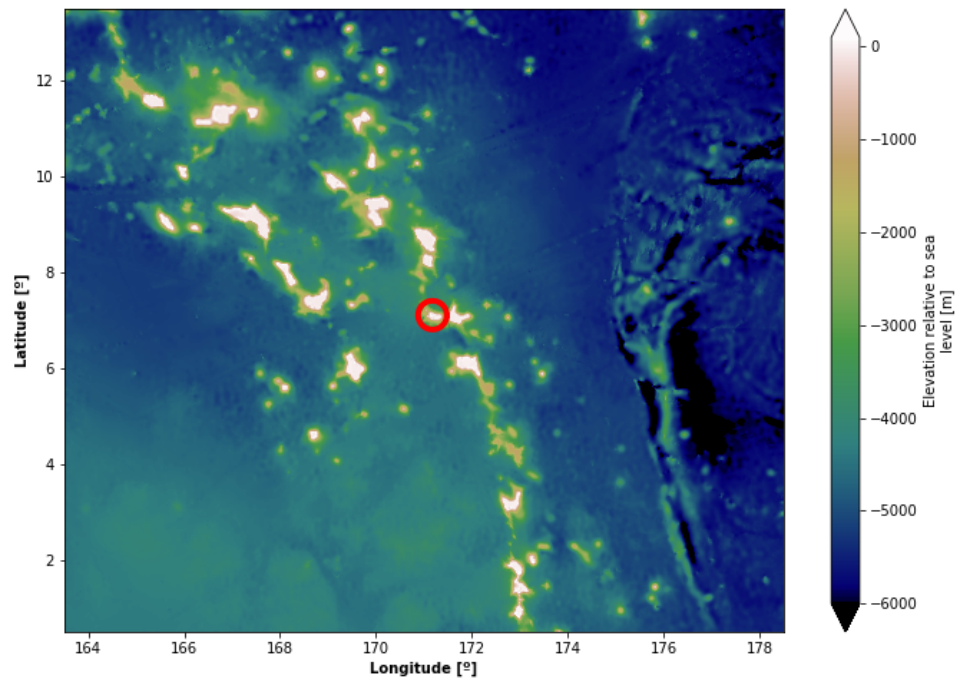


Figura 5. Batimetría GEBCO de la zona de estudio y localización del atolón de Majuro

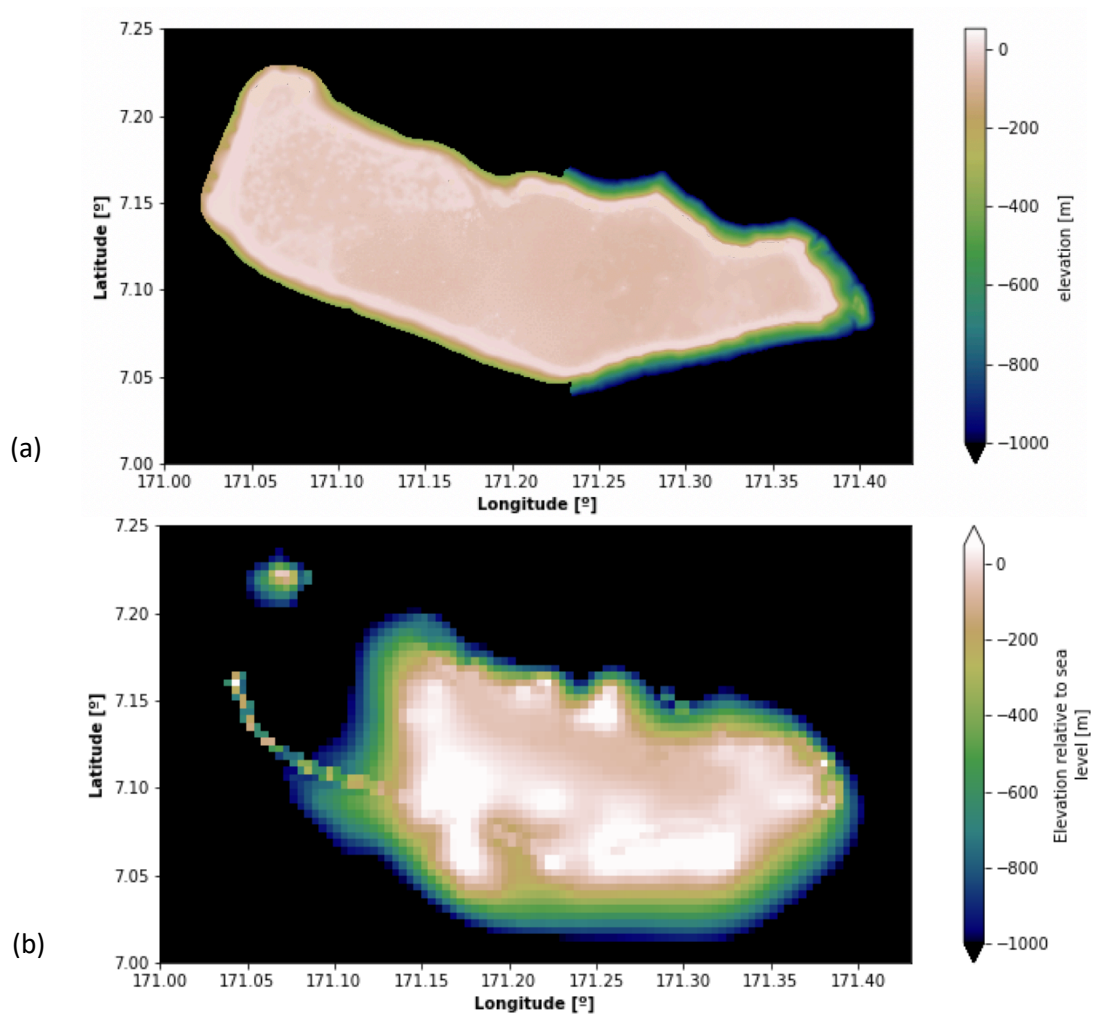


Figura 6. Batimetrías del atolón de Majuro y resoluciones: a) 20m - USGS y b) 450m - GEBCO

3. Metodología

A continuación, se realiza una presentación descriptiva de la metodología desarrollada, que fundamentalmente se resume en la figura 7, con el objetivo final del modelado del clima de oleaje producido por el paso de ciclones tropicales en el atolón de Majuro. Principalmente se va a desarrollar un downscaling híbrido utilizando la base de datos de ciclones sintéticos. Posteriormente se realizará la simulación numérica de un ciclón histórico con la intención de validar, en la medida de lo posible y con los pocos datos disponibles para ello, tanto el modelo de viento como la configuración del modelo numérico.

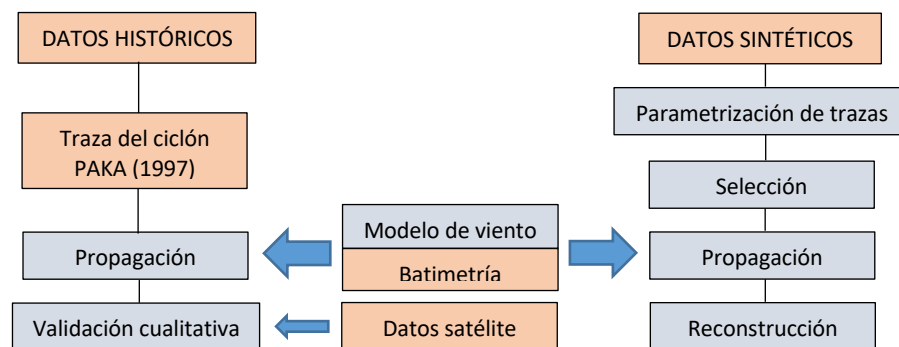


Figura 7. Esquema de la metodología de trabajo

Parametrización de la traza de un ciclón

Generalmente los ciclones tropicales se clasifican en función de su intensidad, caracterizada en la escala de Saffir-Simpson según la presión mínima y la velocidad de los vientos (tabla 1). Las principales variables que proporcionan las bases de datos históricos y sintéticos son la longitud, latitud, presión mínima en el centro de baja presión, y adicionalmente, la velocidad máxima de los vientos (datos históricos) y la velocidad de traslación (datos sintéticos).

	Mean wind speed (km/h)	Minimum pressure (hPa)	Stormy wave (m)	Damage level
Tropical depression	< 60	990 - 1000	< 1	Weak
Tropical gust	60 - 120	980 - 990	< 1	Small
Category 1 cyclone	120 - 150	970 - 980	1 – 1.5	Small
Category 2 cyclone	150 - 180	965 – 970	1.5 – 2.5	Moderate
Category 3 cyclone	180 - 210	945 - 965	2.5 - 4	Intense
Category 4 cyclone	210 - 240	920 - 945	4 - 6	Extreme
Category 5 cyclone	> 240	< 920	> 6	Catastrophic

Tabla 1. Escala Saffir-Simpson de clasificación de ciclones tropicales

El modelo de parametrización de las trazas de los ciclones se plantea principalmente para simplificar el problema y ser capaz de representar cada traza con tan sólo 4 parámetros. En primer lugar, se seleccionan los ciclones de la base de datos que transcurren en algún momento por el área de influencia de la zona de estudio. Se establece como área de influencia la circunferencia centrada en el atolón de Majuro y de radio 4° , lo que equivale aproximadamente a 450km.

Posteriormente, se obtienen para cada traza las cuatro variables tal y como se definen en el esquema de la figura 8:

- La presión mínima del ojo del ciclón a lo largo de la traza en la circunferencia (p_{min})
- La velocidad de traslación media del ciclón en la circunferencia (v)
- El azimut del punto de entrada del ciclón en la circunferencia (δ)
- El ángulo de entrada del ciclón en la circunferencia (γ)

Puesto que este procedimiento se aplica a la base de datos sintética, para garantizar que la serie de trazas parametrizadas contiene datos plausibles físicamente, se comprueba que los valores límite la presión mínima o la velocidad de translación no superen los estadísticos de los datos históricos.

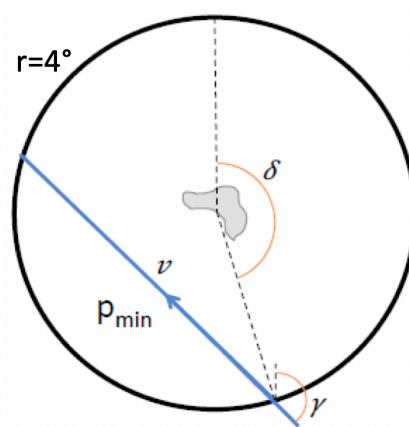


Figura 8. Modelo de parametrización de la traza de un ciclón tropical

A partir del conjunto de trazas sintéticas parametrizadas obtenido, se desarrolla un método híbrido de “downscaling” (o regionalización) híbrido del clima de oleaje producido por ciclones tropicales, según el método presentado por Camus et al. (2011). Este método consiste en la combinación de dos estrategias de downscaling: a) el downscaling dinámico, que consiste en la modelización numérica de propagación del oleaje con sucesivas mallas anidadas con las que se va aumentando la resolución y la capacidad del modelo de reproducir los distintos procesos de transformación del oleaje a medida que se acerca a la costa; y b) el downscaling estadístico, que hace uso de un sistema de interpolación de los oleajes propagados.

La combinación de ambas estrategias permite reducir en gran medida el esfuerzo computacional que implicaría el downscaling dinámico de una gran cantidad de escenarios. En el método híbrido únicamente es necesario aplicar el downscaling dinámico a un número reducido y representativo de ciclones (en este trabajo no se consideran las series de oleaje como forzamiento).

Mediante el método híbrido, la serie de oleaje propagada se obtiene a partir de una función de interpolación multidimensional sobre el número de propagaciones realizadas, por lo cual se desprende que la precisión de los resultados se podría ver mermada en comparación con el método de downscaling dinámico puro. Aquí es clave el número de escenarios escogidos, siendo óptimo aquel número para el que el error de los resultados de las variables del oleaje se estabilice.

En el caso particular de ciclones tropicales, el esfuerzo computacional de cada escenario varía en función del tiempo de paso del ciclón por el dominio de cálculo, que oscila entre 2 y 15 días, y se traduce en un tiempo de ejecución de ordenador variable entre 1 y 7 horas (utilizando un cluster de 8 núcleos). Estos valores evidencian la utilidad del método híbrido para obtener resultados aceptables en un periodo de tiempo significativamente reducido.

Algoritmo de selección (MDA)

El método de selección aplicado a la serie sintética de ciclones parametrizados, es el algoritmo de máxima disimilitud (MDA). Esta técnica genera un subconjunto de los parámetros equitativamente distribuidos en el espacio de los datos de partida, incluyendo también datos del contorno de dicho espacio (que representan valores máximos de alguna de las variables). En este caso, el conjunto de datos se representa en el espacio multivariado definido por los vectores $X_i = \{p_{min}, v_{mean}, \delta, \gamma\}_i$ con $i = 1, \dots, N$ siendo N el número total de trazas sintéticas.

De forma resumida, el algoritmo MDA normaliza las variables escalares y direccionales entre 0 y 1 para trabajar en un espacio adimensional, en el cual se inicializa el subconjunto de M vectores seleccionando el vector cuya disimilitud sea máxima respecto al resto de vectores de la muestra. Los siguientes $M-1$ vectores se seleccionan de forma iterativa calculando en cada iteración el vector que maximiza la disimilitud respecto a los vectores que se van añadiendo al subconjunto, hasta alcanzar M vectores.

La figura 9 muestra el ejemplo de selección de un subconjunto de $M=16$ datos de una muestra de puntos, indicando el orden en el que son seleccionados los M vectores (v_i). Efectivamente los vectores quedan distribuidos uniformemente en el espacio de datos, y también se incluyen algunos vectores del contorno del espacio muestral, de modo que se conserva la información de los extremos.

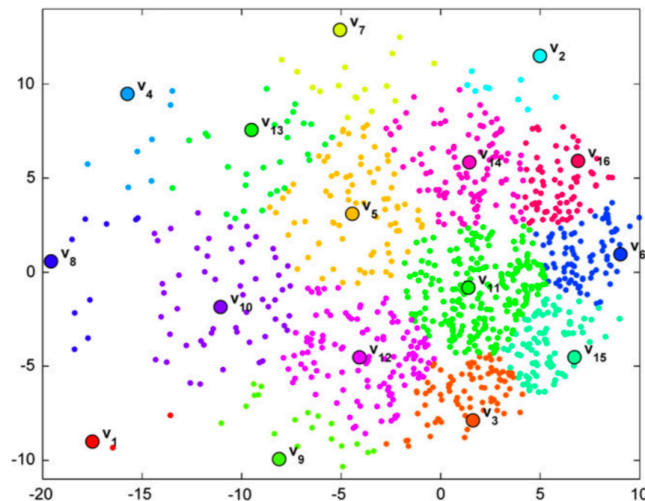


Figura 9. Técnica de selección de máxima disimilitud (MDA) (Fuente: Camus et al., 2011)

Parametrización del campo de viento (Modelo Dinámico de Holland)

Una vez se dispone del subconjunto de M ciclones tropicales, es momento de generar los campos de viento asociados a cada ciclón, que deberán alimentar al modelo numérico de generación de oleaje. En este trabajo se utiliza un modelo paramétrico de viento ya que se ha demostrado que se pueden reproducir resultados bastante aceptables con pocas variables de entrada. Se va a utilizar el Modelo Dinámico de Holland basado en el modelo de vórtice (Holland, 1980), adaptado según Fleming et al. (2008).

El modelo original de Holland fue parametrizado para ajustar el campo de vientos del ciclón a nivel del viento gradiente, más que para el campo de vientos en superficie de un ciclón en movimiento y con su correspondiente evolución dinámica. Por esta razón se han realizado estudios en los que se adapta el modelo para incluir la consideración de los cambios dinámicos de los parámetros del ciclón a lo largo de su traza.

Los parámetros de entrada del modelo son: la velocidad de translación del ciclón, la velocidad máxima de los vientos a una altura de 10m, el radio de los vientos máximos y la presión mínima. Sin embargo, las bases datos sintéticas generalmente no proporcionan la velocidad máxima del viento ni el radio de los vientos máximos. Por esta razón, la velocidad máxima del viento se obtiene mediante el ajuste de la relación empírica entre la presión mínima y la velocidad máxima que se obtuvo del análisis de los ciclones históricos pertenecientes a la cuenca del Pacífico Tropical Oeste.

Respecto a la variable del radio de los vientos máximos, se puede considerar junto con la velocidad a la que disminuye la velocidad del viento al aumentar la distancia respecto al centro del ciclón, uno de los parámetros más determinantes en la generación del patrón de vórtice de un ciclón ya que determina la extensión de la superficie que se ve sometida por los vientos más intensos. Sin embargo, el radio de los vientos máximos generalmente no es conocido pues existen pocos datos de observaciones o recogidos por radar o en vuelos específicos para tal fin.

Knaff et al. (2015) propuso una estimación del radio de los vientos máximos a partir del conjunto de datos y registros históricos, expresándola en función de la velocidad máxima del viento y la latitud. Se va a utilizar esta estimación, teniendo en cuenta que las unidades de las variables son millas náuticas, nudos y grados respectivamente para R_{mw} , v y lat :

$$R_{mw} = 218.3784 - 1.2014v + \left(\frac{v}{10.9844}\right)^2 - \left(\frac{v}{35.3052}\right)^3 - 145.5090 \cos(lat)$$

A continuación, se describe el proceso de obtención de la velocidad del viento del Modelo Dinámico de Holland y las ecuaciones que emplea. En primer lugar, se calcula la velocidad máxima del viento a 10m de altura (S_m) como la diferencia entre la velocidad máxima del viento S_f y la velocidad de translación v_t del ciclón:

$$S_m = S_f - \sqrt{v_{te}^2 + v_{tn}^2}$$

donde v_{te} y v_{tn} son las componentes en dirección Este y Norte de la velocidad de translación.

Seguidamente se convierte la velocidad máxima del viento a 10m de altura sobre el nivel del mar, a la velocidad máxima por encima de la capa límite de la atmósfera (V_m) mediante la aplicación de un factor de ajuste que se establece en $\beta = 0,9$. Así se obtiene el viento gradiente en el radio de vientos máximos (R_{mw}):

$$V_m = S_m/\beta$$

El parámetro B de Holland (1980), debe encontrarse en la horquilla $[1 - 2,5]$ y se calcula según la siguiente ecuación que depende de la densidad del aire ($\rho = 1.15 \text{ kgm}^{-3}$), la presión atmosférica ambiental (p_n), la presión mínima en el centro del ciclón (p_c) y el número de Euler (e):

$$B = \frac{\rho e V_m^2}{(p_n - p_c)}$$

Se debe calcular la distancia (r) y el ángulo (θ) que forman cada nodo del dominio de cálculo con el centro de la traza, de forma que el campo de presión atmosférica se calcula según:

$$P(r) = \frac{p_c + (p_n - p_c) \exp\left(-\left(\frac{R_{mw}}{r}\right)^B\right)}{\rho_w g}$$

donde ρ_w es densidad del agua, y g la constante gravitacional.

Por otro lado, el campo de velocidades del viento gradiente (V_g), se obtiene al sustituir la fórmula de la presión en la ecuación de balance del viento gradiente, obteniendo:

$$V_g(r) = \sqrt{\left(\frac{R_{mw}}{r}\right)^B - \exp\left[1 - \left(\frac{R_{mw}}{r}\right)^B\right] V_m^2 + \frac{r^2 f^2}{4} - \frac{rf}{2}}$$

donde f es el parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin(\text{abs}(\text{lat}))$), Ω es la velocidad de rotación de la tierra y lat la latitud.

La velocidad del viento gradiente se convierte a la velocidad del viento a 10m de altura sobre el nivel del mar volviendo a aplicar el factor β de forma inversa, y se multiplica por un factor de ajuste ($ct = 0.88$) para transformar la velocidad de 1 minuto a la velocidad de vientos máximos sostenidos a 10 minutos. Además, se descompone la velocidad de cada nodo (r, θ_i) en las direcciones Este y Norte:

$$V_{E,i} = -V_g(r)\beta \sin \theta_i \cdot ct$$

$$V_{N,i} = -V_g(r)\beta \cos \theta_i \cdot ct$$

La velocidad del viento gradiente se utiliza para calcular una versión “coniforme” de la velocidad de translación del ciclón. Está claro que el campo de viento parametrizado debe disminuir a medida que el radio aumenta, y es por esto que no es adecuado sumar la velocidad de translación uniformemente a todo el campo de viento, de lo contrario ocurriría que en radios suficientemente grandes la velocidad de translación sería la magnitud dominante.

$$v_{taE}(r) = \left| \frac{V_g(r)}{V_m} \right| v_{tE}$$

$$v_{taN}(r) = \left| \frac{V_g(r)}{V_m} \right| v_{tN}$$

Para terminar, el campo de velocidades en superficie se obtiene como la suma de la velocidad de vientos sostenidos a 10 minutos y la velocidad de translación adaptada:

$$V_{fE,i} = V_{E,i} + v_{taE}$$

$$V_{fN,i} = V_{N,i} + v_{taN}$$

Modelo numérico de propagación (SWAN)

Una vez se dispone de las trazas sintéticas parametrizadas y de los campos de viento parametrizados, es momento de configurar el modelo numérico que será alimentado con estos dos sistemas de datos. Se va a trabajar con el modelo SWAN (versión 41.31) en modo no estacionario, realizando la propagación del oleaje producido por los campos de viento inducidos por el paso del ciclón a lo largo de la traza.

El dominio de cálculo escogido está centrado en el atolón de Majuro y es considerablemente grande (15º de longitud por 13º de latitud) para adaptarse a la escala del ciclón tropical, y ser capaz de reproducir su evolución durante un periodo del orden de días. Ello obliga a imponer una primera malla computacional suficientemente gruesa (de 15km) para que no se dispare el tiempo de ejecución.

Con el objeto de que el modelo transfiera la energía correctamente desde aguas indefinidas hasta la zona próxima a la costa del atolón de Majuro, y las simulaciones resuelvan correctamente los procesos físicos de que es capaz el modelo, se plantea un “downscaling” o regionalización. Esto permite ir incrementando la resolución de cálculo a medida que se va reduciendo el dominio de cálculo. La tabla 2 resume las características del conjunto de mallas anidadas que se ejecutan de forma sucesiva, y la figura 10 ilustra la localización y los límites del contorno de las mallas anidadas. Para la ejecución de cada malla anidada se alimenta el modelo con los resultados obtenidos de la malla inmediatamente anterior en el contorno exterior de la siguiente malla.

MALLA	BATIMETRÍA	LONGITUD	Δ LON	LATITUD	Δ LAT
15 km	GEBCO (450m) + USGS	163,5° - 178,5°	15°	0,5° - 13,5°	13°
5 km	GEBCO (450m) + USGS	168,5° - 174°	5,5°	5,5° - 9°	3,5°
1 km	GEBCO (450m) + USGS	170,9° - 172,1°	1,2°	6,8° - 7,5°	0,7°
250 m	USGS (20m)	170,95° - 171,45°	0,5°	7° - 7,3°	0,3°
75 m	USGS (20m)	171,3° - 171,4°	0,1°	7,06° - 7,15°	0,09°

Tabla 2. Detalle de la configuración de las mallas anidadas en SWAN

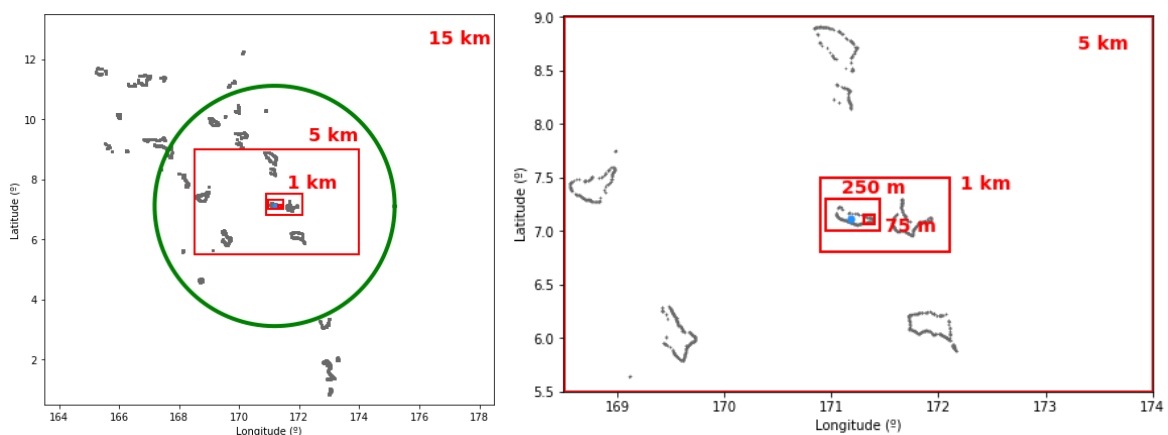


Figura 10. Definición de las mallas de computación de SWAN

Es evidente que la resolución de las primeras mallas no es suficiente para representar de forma adecuada las singularidades de la batimetría, especialmente alrededor de los contornos de costa de las islas y atolones. De ahí que la calidad de los resultados debe referirse a las mallas correspondientes. Se han definido 5 puntos objetivo (figura 11) en los que se almacenarán los resultados del oleaje propagado, donde los primeros 4 puntos se sitúan en las caras Sur, Este, Norte y Oeste (en este orden), y el último punto corresponde a la boya que se encuentra a 540 m de profundidad frente a la capital de la República de las Islas Marshall, Delap-Uliga-Djarrit (D.U.D).

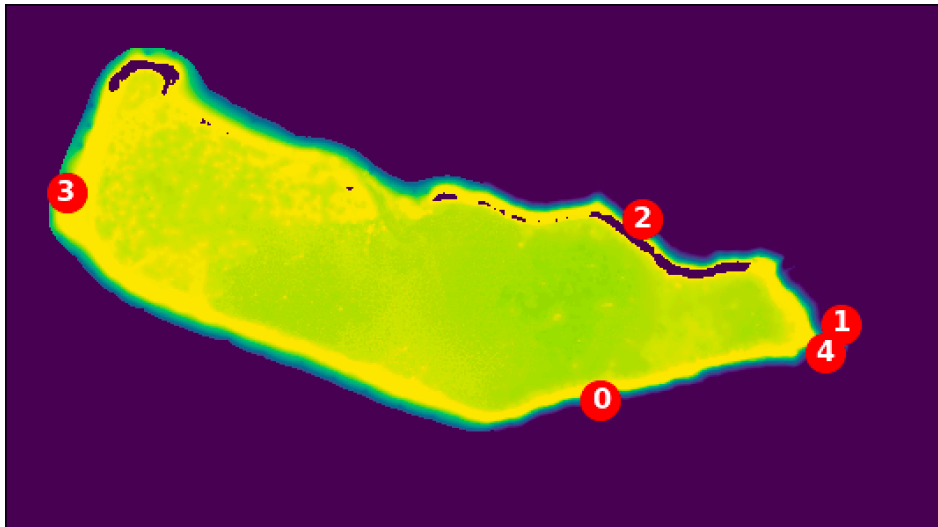


Figura 11. Definición de los puntos para la extracción de resultados SWAN

Respecto a la configuración del modelo, conviene destacar que se ha limitado el coeficiente de arrastre del viento (C_d) al valor recomendado por el mismo software ($2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$). Diversos estudios han mostrado que en caso de no limitar este parámetro los coeficientes de arrastre del viento se sobreestiman por encima de niveles que no son realistas.

El modelo SWAN se ha configurado para ejecutarse como modelo de tercera generación, y se han activado los procesos físicos de rotura por fondo, whitecapping, fricción por fondo, quadruplets, y triads. Es bien conocido que SWAN tiene una capacidad limitada para resolver los procesos de difracción y reflexión.

La carrera de marea en Majuro es de 1,6m en mareas vivas, sin embargo en el modelo se ha fijado un nivel del mar constante igual a cero. El presente estudio no aspira a caracterizar el oleaje en la costa, cuya batimetría tiene fuertes pendientes al tratarse de islas de origen volcánico. Por otro lado, los puntos objetivo se han localizado a 500m de profundidad por lo que es posible asumir que el nivel de marea es despreciable.

Con el modelo SWAN no estacionario configurado según todo lo descrito ya se está en disposición de ejecutar los M casos seleccionados anteriormente con el algoritmo de máxima disimilitud. Debido al elevado tiempo de ejecución incluso de la primera malla (80 minutos de media por caso), y dado el tiempo disponible, se ha tomado la decisión de ejecutar el mayor número posible de casos ($M=500$) únicamente con la malla general de 15km.

En este punto ha sido clave la colaboración del Departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente, en el que he podido hacer uso de un ordenador de 8 procesadores, lo cual agilizó el ritmo de resolución de casos y permitió llegar a ejecutar 500 casos.

De forma paralela se ha ejecutado el caso de un ciclón histórico (Paka, 1997) que cruzó a poca distancia del atolón de Majuro. En este caso particular sí se realiza la ejecución completa con el conjunto de mallas anidadas, cuyos resultados ofrecerán una idea cualitativa y cuantitativa de

aplicar un “downscaling” con mallas anidadas. Puesto a que no se dispone de datos instrumentales en el mismo periodo, no es posible realizar una validación rigurosa de la calidad de los resultados del modelo. Por otro lado, existen datos de satélite de altura de ola, con lo que se presentará una validación cualitativa.

Técnica de reconstrucción (RBF)

Tras la finalización de las M simulaciones numéricas no estacionarias, la última fase del método híbrido consiste en reconstruir los hidrogramas de las variables del oleaje en los puntos objetivos alrededor del atolón de Majuro. Para ello se utiliza una técnica de interpolación basada en la función de base radial (RBF), apropiada al estar tratando con datos multivariados y dispersos (Camus et al. 2011).

Antes de aplicar esta técnica, sin embargo, es necesario asumir ciertas hipótesis. Generalmente, en casos estacionarios, se tiene una relación directa entre un estado de mar en aguas profundas con el correspondiente estado de mar que se ha propagado en el punto objetivo. Pero en este caso, a partir de un set de parámetros que definen a un ciclón tropical (presión mínima, velocidad de translación, delta y gamma) se obtienen series temporales de las variables del oleaje.

La aplicación de la técnica de interpolación requiere una relación biunívoca entre el vector de entrada (variables del ciclón: $X_j = \{p_{min}, v_{mean}, \delta, \gamma\}_j$ con $j = 1, \dots, M$) y el vector de salida (variables del oleaje: $D_j = \{H_s^D, T_p^D, Dir^D\}_j$ con $j = 1, \dots, M$). Por lo tanto, es necesario sintetizar el hidrograma de cada variable en un único valor, aprovechando que sea representativo de alguna magnitud física relevante.

Según el estudio de Stockdon et al. (2005), el run-up generado por la onda infragravitatoria es directamente proporcional a la función $(H_s L_0)^{0,5}$ (o bien $H_s^{0,5} T_p$). Se va a emplear esta función como indicador de la magnitud de la onda infragravitatoria, y lo que interesa es determinar las variables del oleaje $\{H_s^*, T_p^*, Dir^*\}$ que maximizan la función $H_s^{0,5} T_p$.

Además, se define una nueva variable, μ , representativa de la forma en cómo se distribuye en el tiempo el indicador del run-up. Se considera un periodo de tiempo de 12h antes y después del instante del run-up máximo para obtener los valores asociados de la función en esos dos instantes. Con esos dos valores y el valor de la función máxima se calcula el área bajo el trapecio que definen en ese periodo.

El coeficiente μ se define como la proporción de esta área sobre el máximo área posible, que equivaldría a un run-up máximo constante. Valores bajos del coeficiente equivalen a una rápida variación del run-up en un periodo de 24 horas (forma apuntada), mientras que coeficientes altos significan que el run-up máximo se mantiene durante más tiempo (forma achatada).

Tras la obtención de las variables del oleaje que representan el instante de máximo run-up por onda infragravitatoria, se tienen tres conjuntos de vectores, los vectores de la selección $X_j =$

$\{p_{min}, v_{mean}, \delta, \gamma\}_j$ con $j = 1, \dots, M$, los vectores de la selección propagada $D_j = \{H_s^*, T_p^*, Dir^*, \mu\}_j$ con $j = 1, \dots, M$, y los vectores en los que se desea reconstruir las variables del oleaje $X_i = \{p_{min}, v_{mean}, \delta, \gamma\}_i$ con $i = 1, \dots, (N - M)$, que conforma el subconjunto de trazas parametrizadas que no fueron propagadas.

Con esta información es posible aplicar la técnica RBF que consiste en la suma ponderada de funciones base radialmente simétricas centradas en cada uno de los M vectores de la selección propagada. La evaluación de la función de aproximación RBF se aplica a cada una de las dimensiones incógnita $\{H_s^*, T_p^*, Dir^*, \mu\}$. Las variables que definen el ciclón $\{p_{min}, v_{mean}, \delta, \gamma\}$ deben normalizarse entre 0 y 1 para aplicar el algoritmo en un espacio normalizado. Tras la aplicación del algoritmo se desnormalizan las variables para volver al espacio real obteniendo $D_i = \{H_s^*, T_p^*, Dir^*, \mu\}_i$ con $i = 1, \dots, (N - M)$.

A partir del conjunto $\{H_s^*, T_p^*, Dir^*, \mu\}$ reconstruido, se podrían generar los hidrogramas de la altura de ola significativa, el periodo pico y la dirección, correspondientes a las 24 horas en las que se produce el máximo del run-up por onda infragravitatoria. Aunque para ello es imprescindible asumir una serie de hipótesis: el periodo pico y la dirección del oleaje se consideran constantes. De esta forma la altura de ola significativa hereda la forma que resulta de imponer que el coeficiente de la función indicador sea μ .

Por último, se ha realizado una comparación entre las variables del oleaje reconstruidos y propagadas para validar la calidad de resultados que ofrece la técnica de reconstrucción en función del número de casos seleccionados por el método de máxima disimilitud ($M=100$, $M=200$, $M=300$, $M=400$). Con los resultados que se obtengan se podrá inferir si el número de casos M seleccionados y propagados es suficiente o no para caracterizar las variables del oleaje con la metodología propuesta. El error cuadrático medio es empleado como indicador de la precisión de los resultados.

4. Resultados

En esta sección se van a presentar los resultados obtenidos al aplicar cada una de las fases expuestas de la metodología, relativas a la parametrización de la traza de los ciclones, la selección de M casos, la parametrización de los campos de viento, la simulación del ciclón histórico Paka (1997), la simulación de los M casos propagados, la reconstrucción de la serie de ciclones sintética, el análisis de validación de dicha reconstrucción y el régimen de clima extremal.

4.1 Parametrización de las trazas de ciclones

Las bases de datos histórica y sintética se han filtrado para seleccionar aquellos ciclones que pasan en algún momento por el radio de influencia de 4 grados y centrado en Majuro. Para los ciclones resultantes se han obtenido los parámetros $\{p_{min}, v_{mean}, \delta, \gamma\}$ que representarán las trazas parametrizadas. La figura 12 muestra la comparativa entre las trazas históricas y sintéticas frente a las parametrizadas.

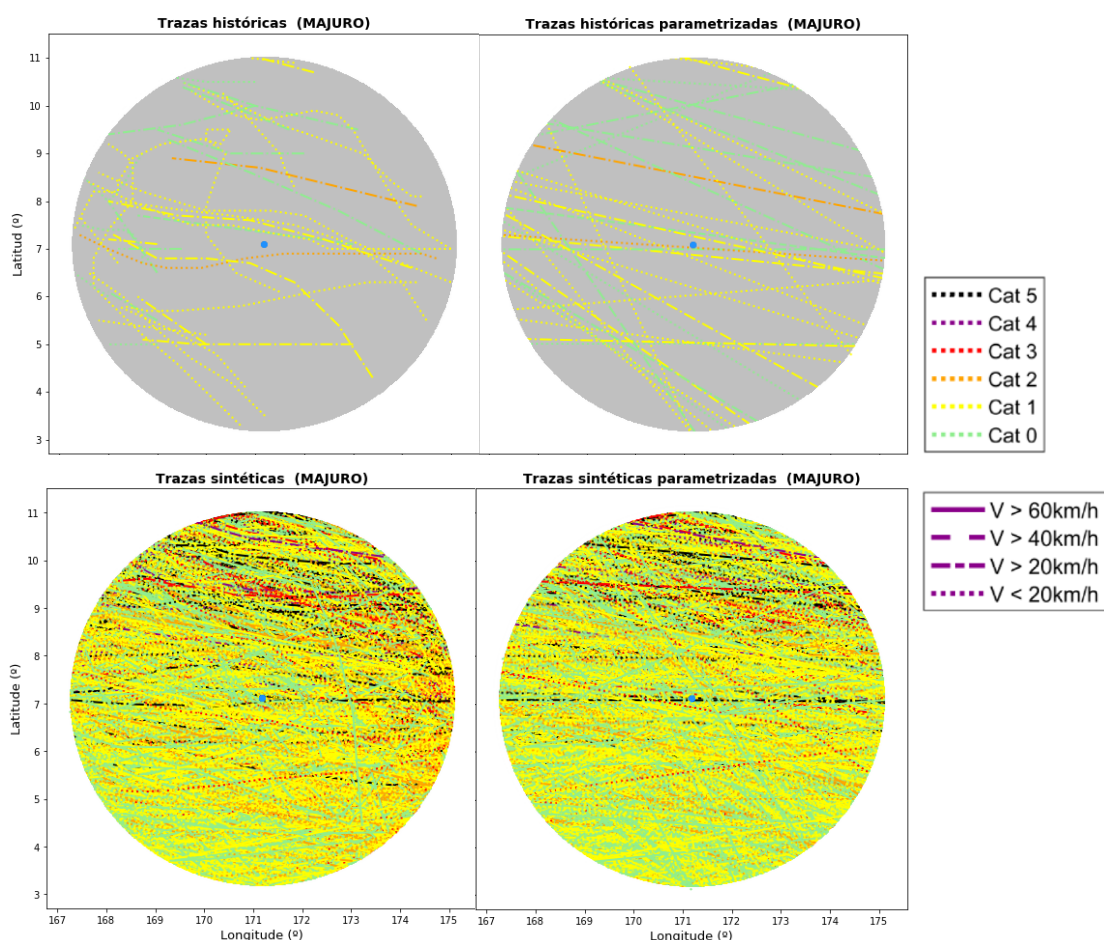


Figura 12. Trazas históricas y sintéticas (reales y parametrizadas) en un radio de 4º alrededor de Majuro

Especialmente en el caso de las trazas históricas es posible apreciar claramente la correcta extrapolación de la traza real, a pesar de perder información temporal y espacial de la variabilidad de la presión mínima y la velocidad de traslación a lo largo de la traza.

El número de datos de partida son 37 trazas históricas y 10064 trazas sintéticas. La figura 13 muestra las relaciones conjuntas de los 4 parámetros. Existen algunos datos sintéticos que se descuelgan de la tendencia principal. A pesar del reducido número de ciclones históricos, es necesario aplicar unos criterios físicos a los datos sintéticos para garantizar que la muestra final de ciclones sintética que se utiliza es plausible desde el punto de vista físico.

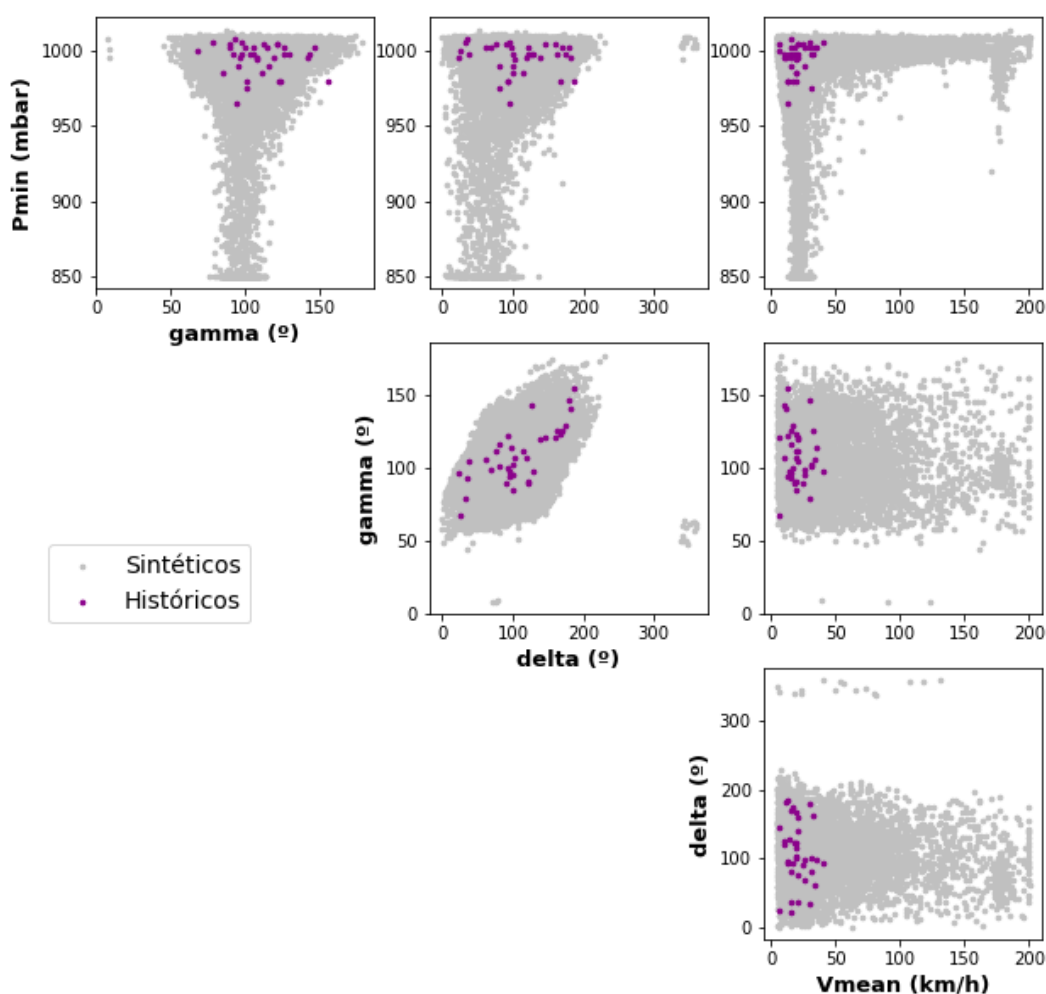


Figura 13. Scatter plots de los parámetros de las trazas históricas y sintéticas

El primer criterio consiste en establecer la cota inferior de la presión mínima que se fija en 860mbar; el mínimo valor histórico registrado en todo el mundo es de 870mbar correspondiente al tifón Tip (1979) y a ese valor se le aplica un margen del 1%.

El segundo criterio establece la cota superior de la máxima velocidad de translación de la traza; se fija como el percentil del 99% de las velocidades de translación medias del conjunto de trazas históricas (no parametrizadas) más un margen adicional de 5km/h, resultando un valor de 83km/h.

El tercer criterio limita el ángulo delta (o azimut) superior a 270º puesto que en el océano Pacífico Oeste no es probable que los ciclones lleguen desde el Oeste, de hecho, la base de datos sintéticos cumple mayoritariamente esta condición. El cuarto y último criterio descarta los ángulos de entrada gamma inferiores a 40º, ya que únicamente se han observado tres puntos muy descolgados por lo que se decide descartarlos.

La figura 14 muestra las relaciones conjuntas actualizadas de la serie sintética de ciclones parametrizados una vez se han aplicado todos los criterios físicos. Finalmente, se conserva un conjunto de 8773 trazas sintéticas.

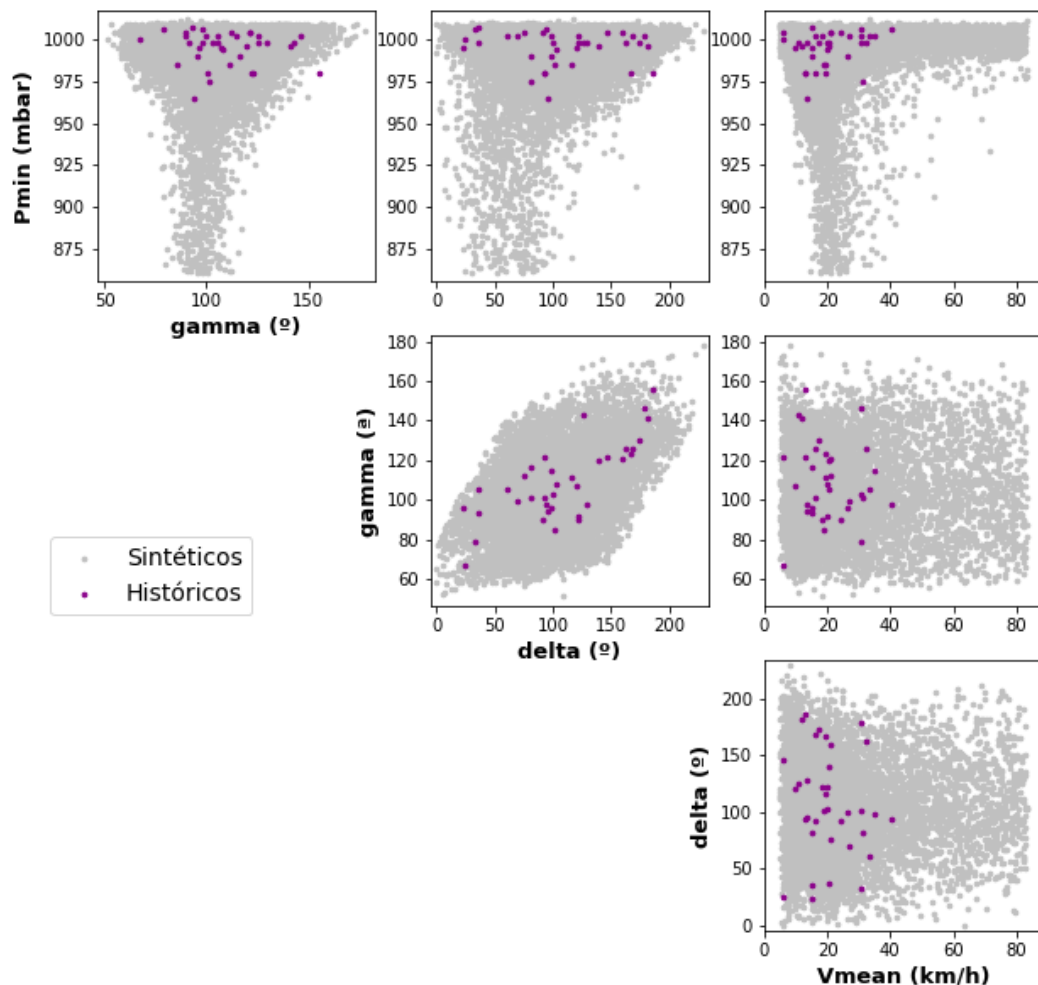


Figura 14. Scatter plots de los parámetros de las trazas históricas y sintéticas (tras la aplicación de criterios físicos)

En la figura 15 se han dibujado los histogramas con densidad de probabilidad normalizada de los cuatro parámetros correspondientes a las trazas históricas y sintéticas. En términos generales, parece que los ciclones sintéticos de Nakajo et al. (2014) reproducen de una forma bastante correcta la frecuencia de ocurrencia de los datos históricos, teniendo en cuenta que la muestra de datos históricos es extremadamente reducida. De aquí en adelante se asume que el conjunto de trazas sintéticas parametrizadas tras la aplicación de los límites físicos, son datos representativos de la casuística de la zona de estudio.

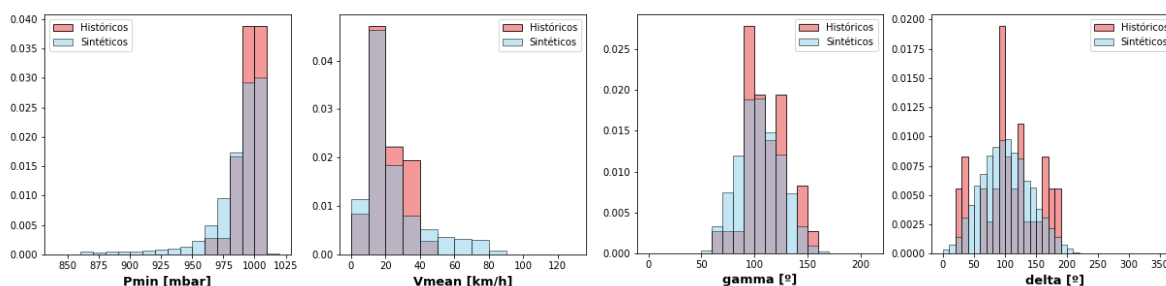


Figura 15. Histogramas de los parámetros de las trazas históricas y sintéticas

4.2 Selección de M=500 ciclones sintéticos

Aplicando el método de máxima disimilitud a la serie de trazas sintéticas parametrizadas según lo que se ha descrito en el apartado de metodología se ha obtenido el conjunto de M=500 ciclones tropicales de la base de datos de partida (8773 ciclones).

La figura 16 muestra los puntos seleccionados y su distribución en el espacio muestral en función de las relaciones entre los 4 parámetros característicos de la traza. Los distintos colores muestran el orden en que son escogidos los M datos del conjunto, en intervalos de 100. En la figura 17 se visualizan las trazas correspondientes de los subconjuntos de M datos.

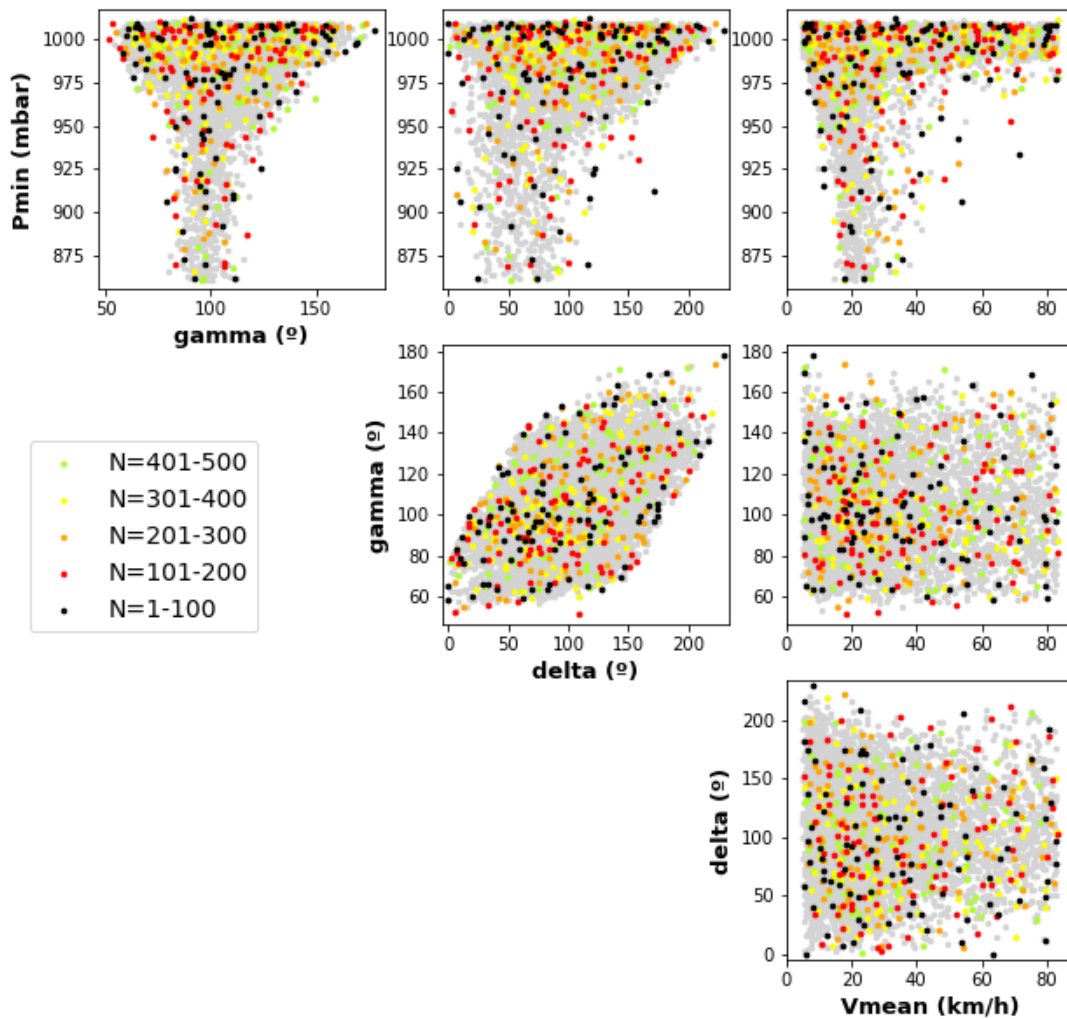


Figura 16. Selección de $M=500$ datos (algoritmo de máxima disimilitud, MDA)

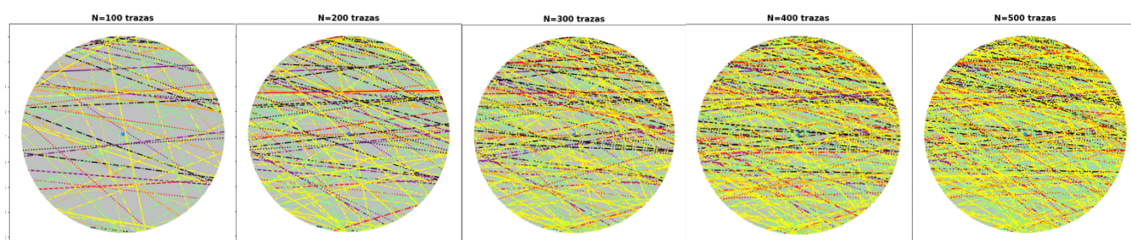


Figura 17. Selección de $M=100, 200, 300, 400$ y 500 trazas parametrizadas

Las figuras 18, 19 y 20 muestran la comparativa de los histogramas de los parámetros de las trazas históricas, sintéticas y de la selección generada con el algoritmo de MDA para distintos valores de M (100, 200 y 500). Según lo esperado se observa que a medida que aumenta el número de datos de la selección, la distribución de los parámetros se ajusta cada vez más a la distribución de la serie sintética. La elección del número M de casos ha estado supeditada al tiempo disponible para la ejecución del modelo numérico, y finalmente se estableció en $M=500$.

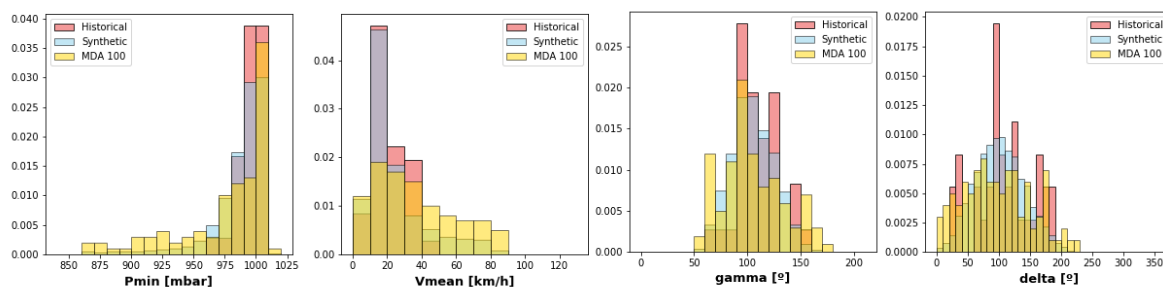


Figura 18. Histogramas de los parámetros de la traza (datos históricos, sintéticos y MDA con $M=100$)

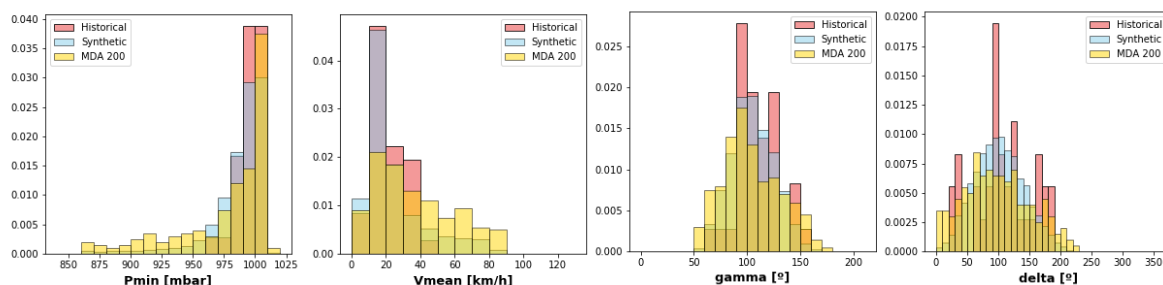


Figura 19. Histogramas de los parámetros de la traza (datos históricos, sintéticos y MDA con $M=200$)

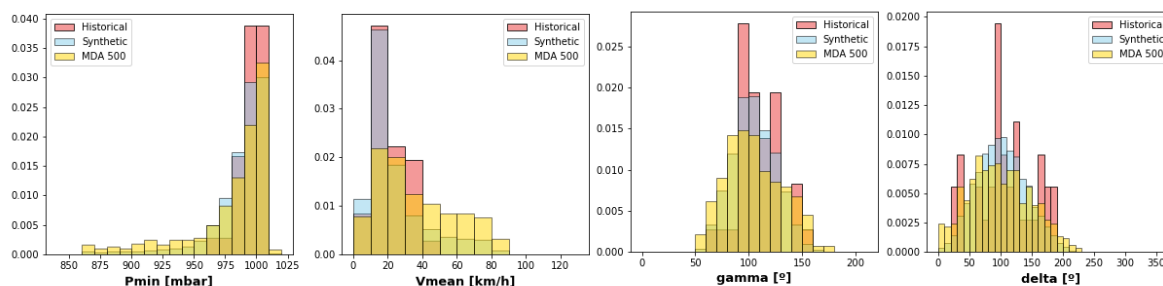


Figura 20. Histogramas de los parámetros de la traza (datos históricos, sintéticos y MDA con $M=500$)

4.3 Simulación del ciclón histórico PAKA (1997)

En este apartado se exponen los resultados obtenidos de la simulación numérica del ciclón PAKA utilizando los datos históricos de la evolución espacio-temporal de la traza, y la presión mínima. Respecto a la cronología histórica de este evento, cabe destacar que empezó a desarrollarse como depresión tropical al Suroeste de Hawai el 28 de noviembre de 1997 y al cabo de unos días, el 2 de diciembre, empezó a desplazarse en dirección Oeste como tormenta tropical. Fue ganando intensidad debido a la confluencia de factores atmosféricos favorables y el 10 de diciembre alcanzó la categoría de tifón con vientos sostenidos de 150km/h (10min) coincidiendo con su paso por la República de las Islas Marshall.

Tras debilitarse brevemente cuando disminuyó la velocidad de translación, volvió a intensificarse el 14 de diciembre alcanzando la categoría 5 con vientos de 175km/h. Mantuvo esa intensidad hasta el día 19 cuando empezó a debilitarse lentamente hasta convertirse en tormenta tropical el día 21. Finalmente se disipó el día 23 de diciembre. La figura 21 ilustra la traza completa del ciclón y la evolución de su intensidad.

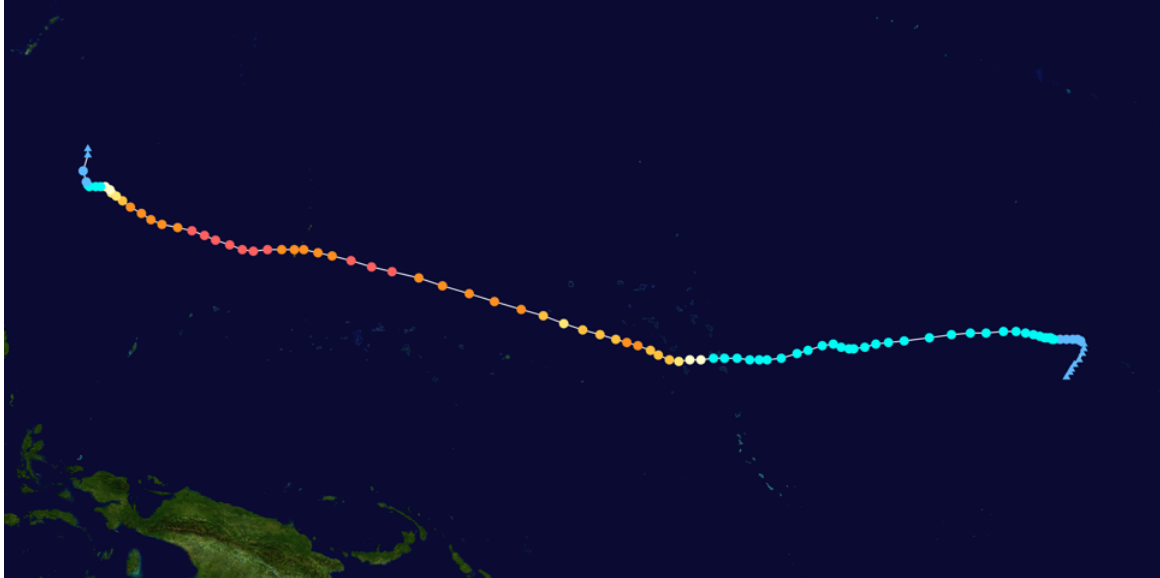


Figura 21. Traza histórica del ciclón Paka (diciembre 1997) (Fuente: Wikipedia)

Los efectos del ciclón Paka fueron notables en la República de las Islas Marshall, donde se produjeron intensas lluvias e importantes inundaciones en las islas con poca elevación, que fueron ganadas por el oleaje generado y el aumento local del nivel del mar. El coste económico se estimó en 80 millones de dólares, sin tener que lamentar la pérdida de vidas humanas. Por otro lado, el ciclón fue más destructivo a su paso por Guam, cuando alcanzó la categoría 5; alrededor de 100 personas resultaron heridas y las pérdidas económicas se elevaron hasta los 500 millones de dólares.

La simulación numérica se ha realizado desde el 8 de diciembre a las 4h hasta el 12 de diciembre a las 22h, coincidiendo con el paso de la traza en el dominio de cálculo. Las coordenadas históricas de la traza proporcionan la longitud y latitud en intervalos de 6 horas, por lo que se han interpolado las coordenadas de la traza para ejecutar el modelo cada 30 minutos. Dado que la velocidad de translación es relativamente reducida (con un promedio de 4 km/h) el paso de tiempo es suficiente para garantizar que los campos de viento varían gradualmente sin cambios demasiado bruscos. La figura 22 ilustra la traza histórica del ciclón y los contornos de las mallas anidadas.

La figura 23 expone una muestra de los campos de la velocidad del viento generados con los que es posible contrastar cualitativamente la magnitud de los vientos máximos obtenidos en los instantes con datos observados y registrados de vientos máximos relativos a este ciclón.

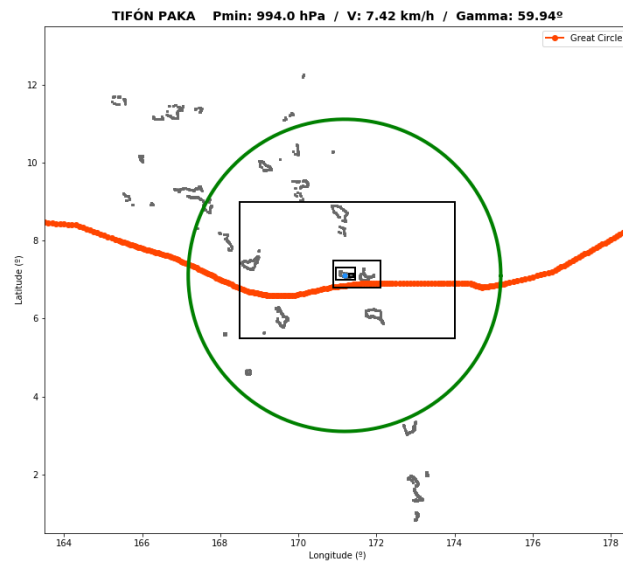


Figura 22. Mallas de computación y la traza histórica simulada

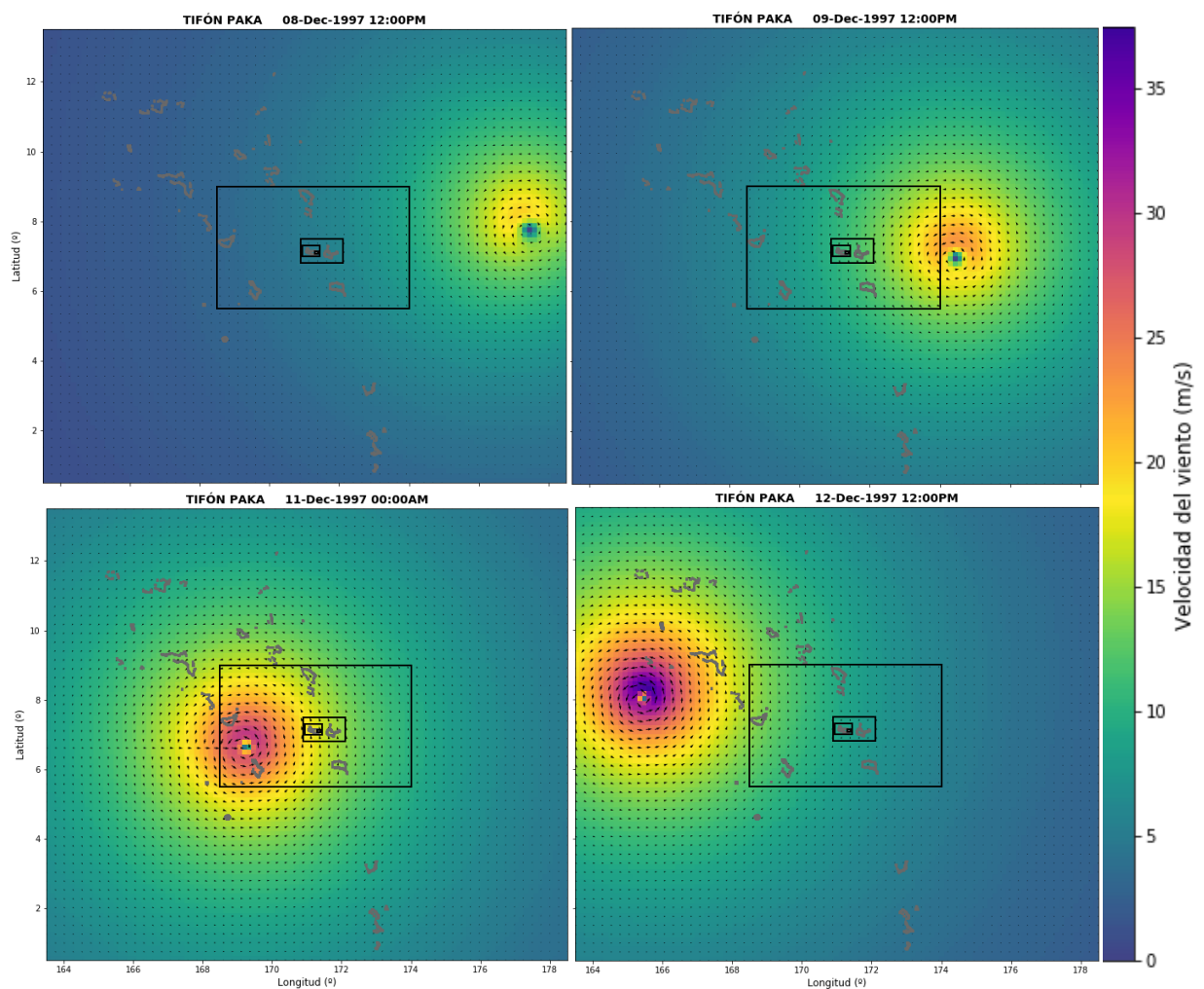
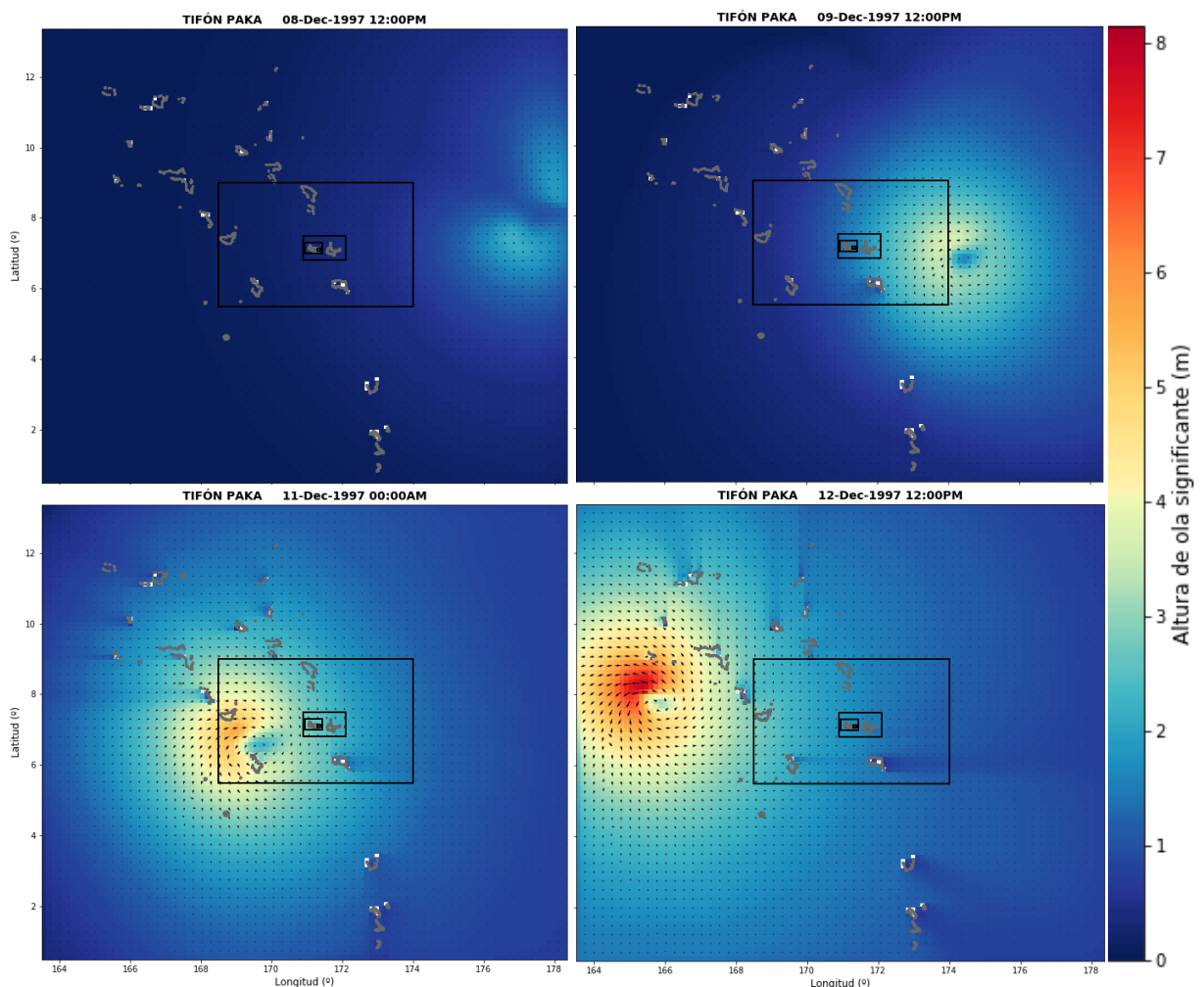


Figura 23. Campos de viento parametrizados (tifón Paka), malla de 15km

La ejecución del caso SWAN no estacionario de las 5 mallas ha requerido en total 330 minutos de ordenador. La figura 24 muestra los campos de altura de ola significativa obtenidos en los tiempos correspondientes a los campos de viento que se han mostrado en la figura 23. En primer lugar, hay que mencionar que el modelo tiene un periodo inicial de calentamiento de aproximadamente 10 horas, cuyos resultados deben descartarse.



SARA ORTEGA VAN VLOTEN – CORSO 2018/2019

La figura 24a pertenece al periodo de calentamiento. La figura 24b corresponde a un instante del ciclón con presión mínima de 985mbar donde ya se comienza a apreciar una altura de ola máxima de 4m. En las figuras sucesivas (24.c y 24.d) la presión mínima asociada sigue disminuyendo (970mbar y 950mbar) y la altura de ola máxima aumenta (5,5m y 8m).

También se observa que el grado de asimetría del campo de oleaje es mayor que la del campo de velocidades. A la derecha del ciclón la dirección del viento y la dirección de propagación de la tormenta tienden a estar alineadas en mayor o menor grado. Esto supone que los vientos más intensos actúan sobre una misma región durante un periodo de tiempo (que varía en función de la velocidad de translación), lo cual puede asimilarse a un fetch por acumulación de energía.

A la izquierda del ciclón la dirección del viento y la de propagación del ciclón tienden a ser opuestas con lo que los vientos, como se ha visto, son menos intensos y consecuentemente el oleaje inducido es menos energético. La figura 25 ilustra el mapa de altura de ola significativa máxima durante el periodo simulado.

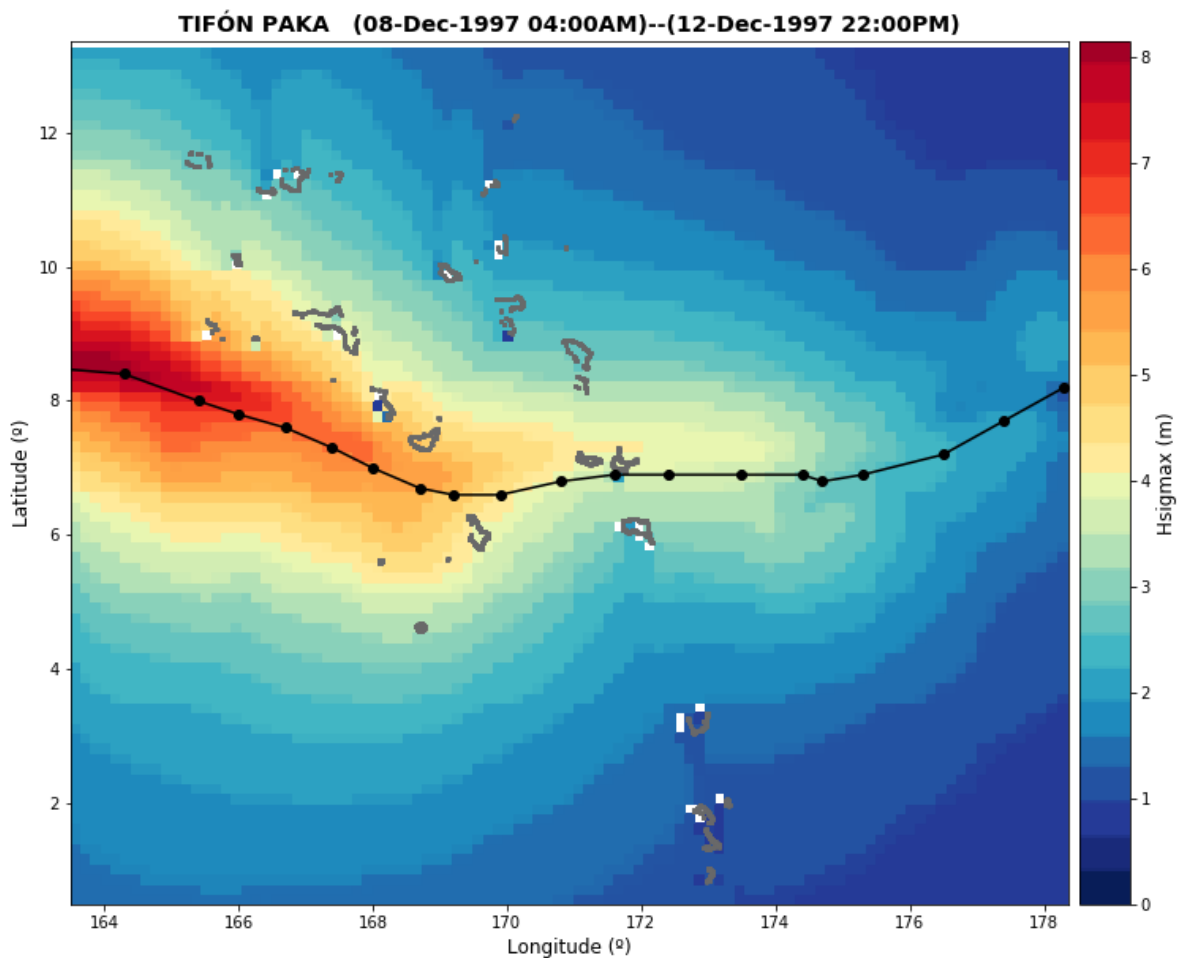


Figura 25. Altura de ola máxima de la simulación numérica (malla 15km)

Las figuras 26a y 26b muestran en dos instantes distintos los campos de altura de ola significativa de las mallas de creciente resolución: 15km, 5km, 1km y 250m. A simple vista se aprecia la notable mejora de las sucesivas simulaciones a medida que la resolución de la malla es capaz de captar mejor las singularidades de la batimetría.

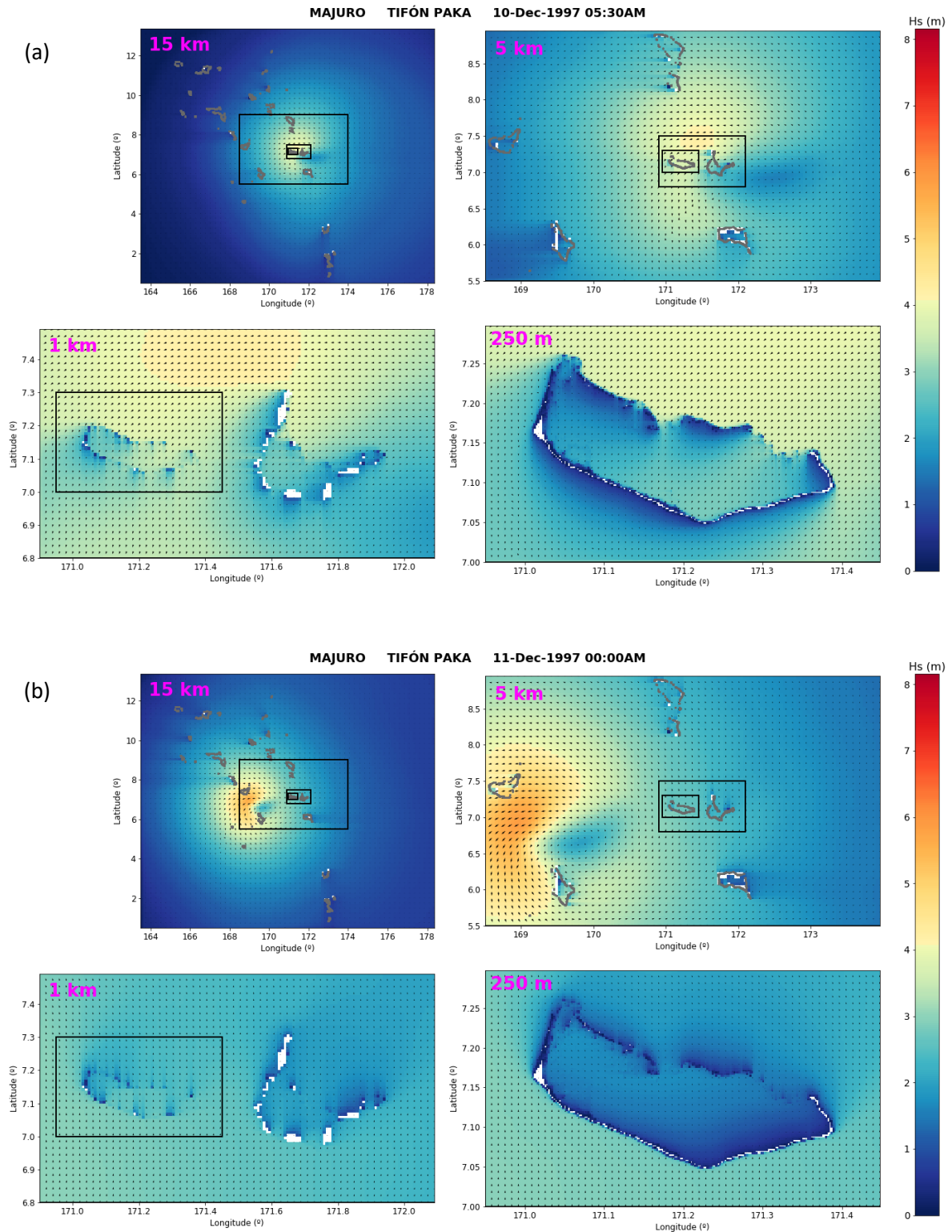


Figura 26. Campos de altura de ola significativa (tifón Paka), mallas de 15km, 5km, 1km y 250m

La malla de 250m simula bien el efecto sombra del perímetro del atolón de Majuro (tanto dentro como fuera de la laguna), y en su interior penetra parte de la energía incidente. El resto de mallas no son capaces de notar el perímetro completo del atolón (o del resto de islas) por lo que la cantidad de energía incidente varía.

En las mallas de peor resolución esto repercute en que la energía incidente frente al atolón de Majuro se sobreestima ya que los obstáculos que constituyen las islas más próximas sólo se simulan parcialmente. Por otro lado, la mala calidad de las mallas tampoco permite resolver correctamente el oleaje en los puntos que se encuentran en la zona de sombra del atolón ya que por el perímetro abierto puede penetrar más energía de la que en realidad existe.

Los series temporales de la figura 27 corresponden a los puntos objetivo de los cuatro lados del atolón, que se encuentran a una profundidad de 500m. Se han dibujado los resultados de altura de ola, periodos y dirección de todas las mallas simultáneamente para poder comparar. De los resultados se desprende que las mallas de 250m y 75m generan valores prácticamente idénticos de todas las variables.

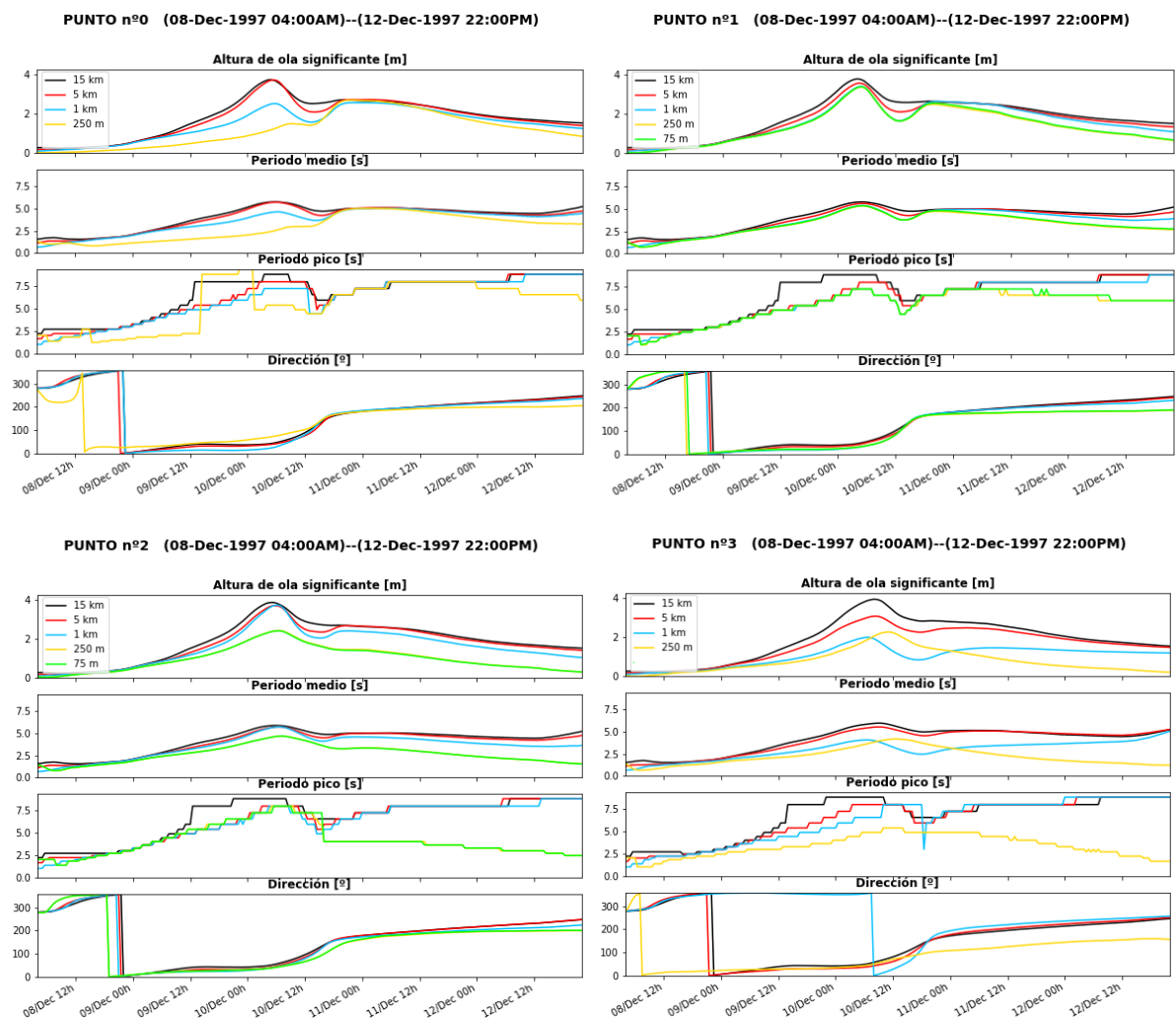


Figura 27. Hidrogramas de altura de ola significativa, periodo y dirección (puntos 0, 1, 2 y 3)

En general, las mallas de 15km, 5km y 1km (negro, rojo y azul) tienden a sobreestimar la altura de ola significativa y los periodos. El punto 0 está situado en la cara sur y para las tres primeras mallas la energía procedente del noreste penetra a través del atolón debido a la baja resolución de la batimetría que genera un perímetro abierto ficticio, e induce alturas de ola que en realidad no están llegando. En cambio, cuando el oleaje procede del suroeste, las alturas de ola son muy semejantes.

En definitiva, se confirma que al tratarse de atolones con porciones de tierra muy pequeñas la resolución de mallas demasiado gruesas no captan suficientemente la batimetría y no resuelven correctamente el escenario en las localizaciones alrededor del atolón con efecto sombra. En cuanto a las direcciones, en todos los puntos se nota antes el cambio de dirección del oleaje en la malla de 250m.

El punto 1, situado en el extremo este del atolón, obtiene los resultados más parecidos entre las distintas mallas. Dada su ubicación el oleaje incidente no está tan condicionado por el efecto sombra. La figura 28 muestra los scatter plot del punto 1 donde se detallan los errores relativamente pequeños de las mallas de 15km, 5km y 1km respecto a la malla de 250m.

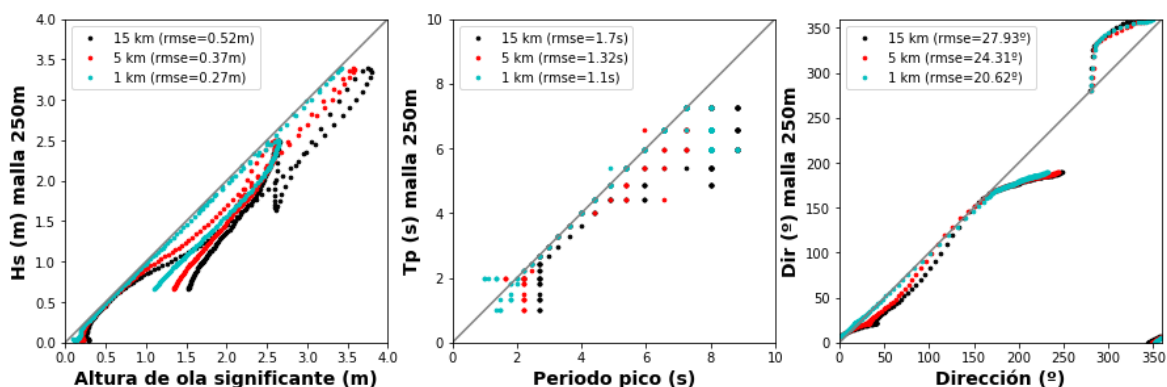


Figura 28. Scatter plots de altura de ola, periodo pico y dirección entre distintas mallas (punto 1)

4.3.1 Datos de satélite del ciclón histórico PAKA (1997)

En frente del extremo este de Majuro se ubica una boya a 540m de profundidad. Sin embargo, los datos publicados son escasos e intermitentes durante el periodo 2010-2018, con vacíos temporales significativos. Debido a la falta de datos instrumentales en un periodo de tiempo suficientemente amplio que incluya las fechas en que se produjeron ciclones tropicales en la zona de estudio, no es posible realizar una validación rigurosa del modelo, tal como hubiese sido preferible.

De forma alternativa, se dispone de una base de datos de satélite en un periodo más amplio (entre 1985 y 2012). Ello permite realizar una validación con carácter cualitativo, ya que al contrario

que los datos instrumentales, los datos de satélite tienen una limitación espacio-temporal. Se han comparado los resultados obtenidos por la propagación numérica del ciclón histórico Paka (diciembre de 1997) y los datos de satélite.

Afortunadamente se dispone de datos de satélite en el periodo de paso del ciclón, entre el 8 de diciembre a las 4h y el 12 de diciembre a las 22h. La figura 29 muestra los datos históricos de la traza (rojo), la ubicación de Majuro (verde) y todas las trazas de satélite con datos en el periodo seleccionado (azul).

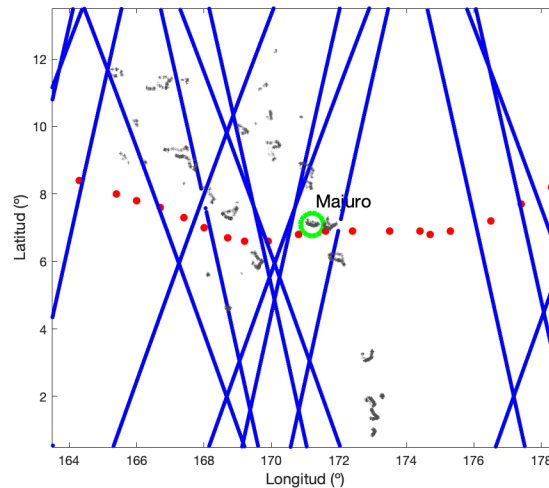


Figura 29. Trazas con datos de satélite entre los días 8/12/1997 4horas y 12/12/1997 22horas

La información es muy discreta, tanto espacial como temporalmente, pero es de utilidad para realizar un análisis cualitativo. La figura 30a pinta el mapa de altura de ola significativa de las trazas del satélite, y la figura 30b representa el mapa de la altura de ola máxima en cada nodo de cálculo. Según los datos de satélite se llegaron a registrar alturas de ola extremas de 15m.

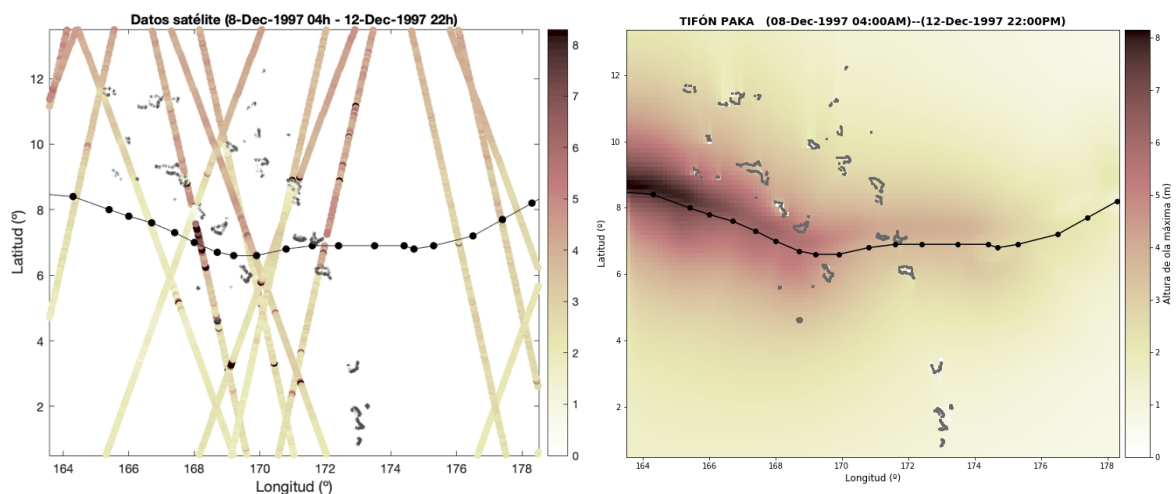


Figura 30. a) Altura de ola significativa de los datos de satélite (8/12/1997 4horas - 12/12/1997 22horas),
b) altura de ola máxima

A primera vista se distingue que la mitad superior del dominio tiene alturas de ola máximas bastante grandes (de hasta 5,5m) mientras que en la mitad inferior predominan valores mucho menores. Hay que recordar que la simulación numérica únicamente se ha alimentado de campos de viento parametrizados, sin considerar el aporte de las condiciones simultaneas de oleaje. Por su ubicación, las Islas Marshall están expuestas a la llegada de swells generados a grandes distancias, en las épocas de invierno del Pacífico Norte y Sur respectivamente (Ford et al. 2018).

Al oeste de Majuro, se distingue una zona coincidente con la traza del ciclón con alturas de ola significante de 8m, mientras en la simulación numérica se han obtenido alturas de ola máxima alrededor de 6m en esa zona.

4.4 Simulación de M=500 ciclones sintéticos

La figura 31 ilustra una selección de los 500 casos que han sido simulados numéricamente:

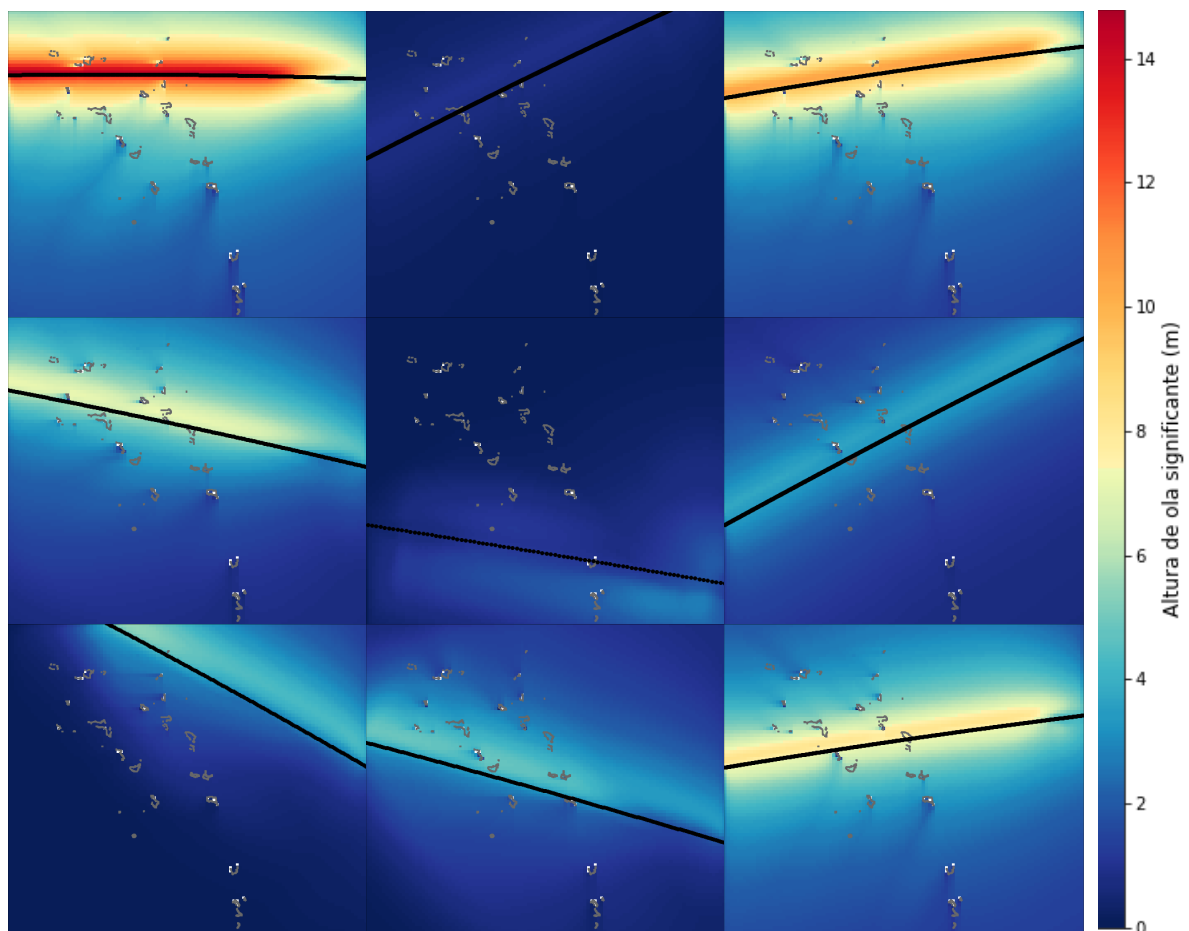


Figura 31. Altura de ola significativa de los casos 1, 5, 22, 33, 48, 78, 85, 93, 96 (total M=500 casos)

La tabla 3 resume los parámetros de las trazas correspondientes a los 9 casos mostrados en la figura 31. Se ha tratado de realizar una selección lo más representativa posible.

CASO	1	5	22	33	48	78	85	93	96
Presión mínima (mbar)	861	1009	925	964	997	986	970	980	950
Velocidad translación (km/h)	23,5	5,9	17,0	27,6	78,9	8,3	38,7	35,9	15,9
Delta (δ)(°)	24,8	0,0	6,5	78,1	159,8	39,6	43,9	115,5	59,76
Gamma (γ)(°)	91,9	65,0	83,2	103,2	99,6	63,8	120	106,2	82,9

Tabla 3. Resumen de las trazas de los casos 1, 5, 22, 33, 48, 78, 85, 93, 96 (M=500)

La figura 32 ilustra los hidrogramas de altura de ola significativa, periodo medio, periodo pico y dirección en el punto situado en el extremo este de Majuro, y para las M=500 trazas simuladas. La línea roja señala el periodo de calentamiento del modelo, cuyos resultados deben descartarse.

Las series de altura de ola alcanzan los 10m y la forma de su distribución es la esperada, con un apuntamiento más o menos marcado en función de la intensidad de la traza y la distancia a la que pasa de Majuro. Los periodos pico parecen tener una forma de distribución distinta.

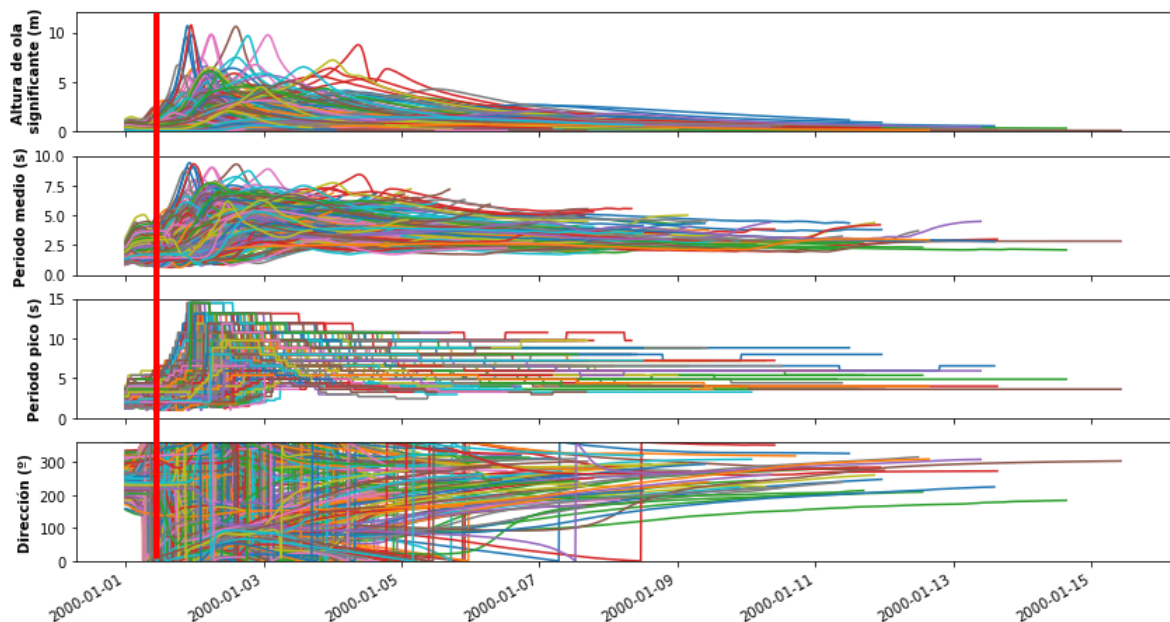


Figura 32. Altura de ola significativa, periodo medio, periodo pico y dirección, punto 4 (M=500 casos simulados)

4.5 Reconstrucción (RBF)

Tras haber aplicado la reconstrucción de las variables del oleaje según la técnica de interpolación de funciones de base radial, se realiza una validación de los resultados con el conjunto de las variables del oleaje de las $M=500$ trazas que han sido propagadas con SWAN, para caracterizar la evolución de la precisión de los resultados a medida que se aumenta el número de casos M .

Del total de $M=500$ variables del oleaje, se reservan las últimas 100 para realizar la evaluación del error. Se ha escogido este subconjunto porque son los menos disimilares de la serie y así es posible evaluar la validación sucesiva de $M=100$, $M=200$, $M=300$ y $M=400$ casos.

En la primera validación, se utilizan los primeros $M=100$ vectores propagados $D_j = \{H_s^*, T_p^*, Dir^*, \mu\}_j$ con $j = 1, \dots, M$, y los vectores asociados $X_j = \{p_{min}, v_{mean}, \delta, \gamma\}_j$ con $j = 1, \dots, M$ para reconstruir el subconjunto de validación ($M=[401-500]$ casos). Con la validación se evalúa el error cuadrático medio de las variables del oleaje propagadas frente a las variables de oleaje reconstruidas. Sucesivamente se va realizando el mismo proceso de validación con las variables del oleaje reconstruidas para un número creciente de casos. La figura 33 ilustra el procedimiento de validación que se ha descrito:

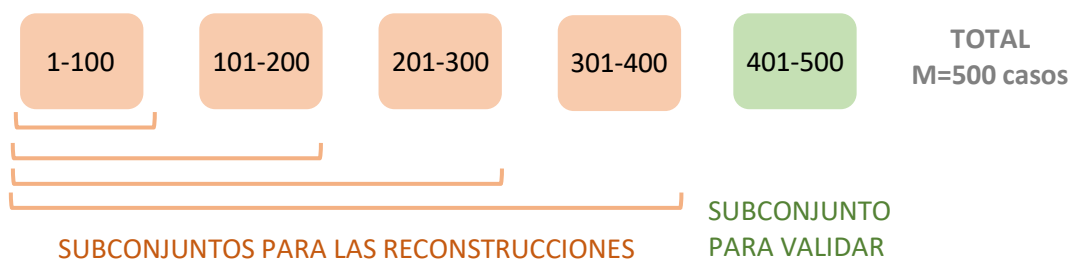


Figura 33. Esquema del procedimiento de validación

La figura 34 muestra las gráficas de punteado de las variables altura de ola, periodo pico, dirección y coeficiente μ . Los colores indican el número de casos empleados en la reconstrucción del subconjunto reservado para la validación.

La figura 35 ilustra la evolución de la raíz del error cuadrático medio de cada una de las variables a medida que se aumenta el número M de casos considerados. Según los resultados obtenidos se deduce que con $M=400$ casos el error de la serie reconstruida no llega a converger o estabilizarse. Debido a la fluctuación que se observa en la evolución del error de la altura de ola se deduce que es necesario aumentar el número de casos para poder representar mejor la casuística de ciclones.

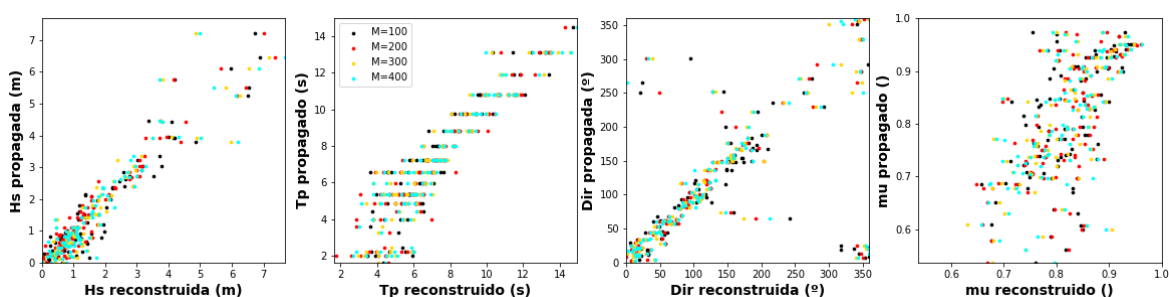


Figura 34. Scatter plot de las variables del oleaje propagadas y reconstruidas (punto 4)

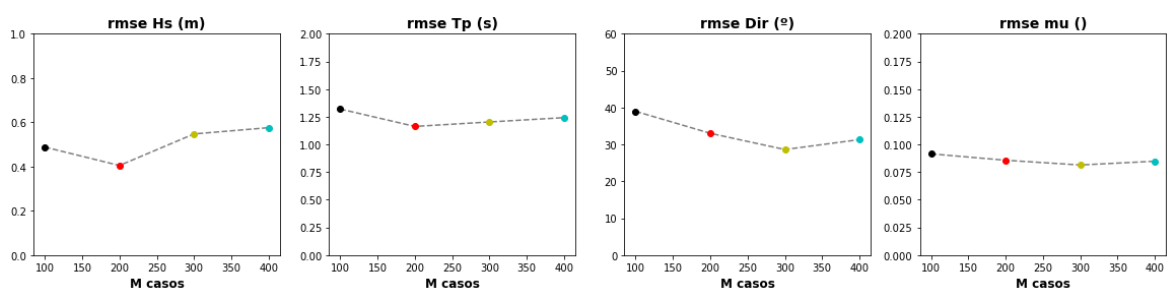


Figura 35. Evolución de la raíz del error cuadrático medio de las variables del oleaje (punto 4)

Se recuerda que estos resultados corresponden a la simulación de la primera malla computacional de 15km de resolución. Es evidente que la calidad de los resultados dependerá forzosamente del nivel de detalle que se alcance en las simulaciones, y habría que comprobar si la simulación de mallas anidadas reduce el número mínimo de casos necesarios para conseguir la reducción y estabilización del error.

4.6 Caracterización del régimen de clima extremal

En último lugar, se ha obtenido la serie sintética de 8773 ciclones tropicales reconstruida a partir de los $M=500$ casos propagados hasta el atolón de Majuro. La figura 36 muestra los histogramas de altura de ola, periodo pico y dirección asociados al run-up máximo de cada evento ciclónico.

Los ciclones tropicales son en sí mismos fenómenos extremos que ocurren en pocas ocasiones a lo largo de largos periodos. En la base de datos histórica entre los años 1951 y 2016 (65 años, figura 37) se registraron un total de 37 ciclones en la zona de estudio del presente trabajo, con lo que se puede considerar que el número medio de ciclones tropicales por año es de 0,57.

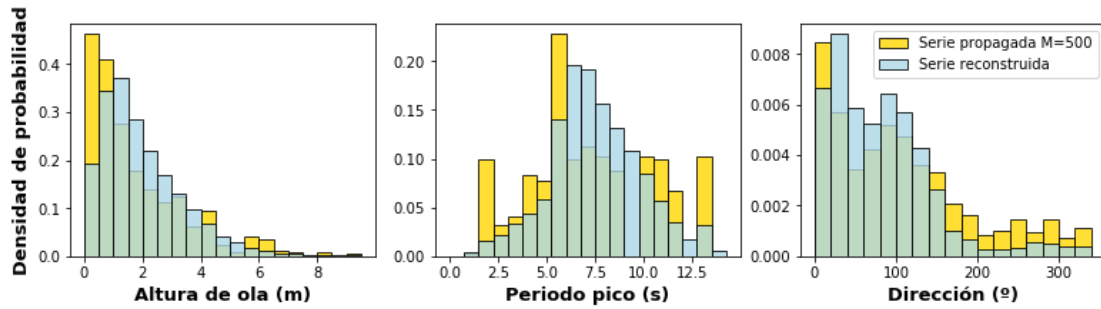


Figura 36. Histogramas de altura de ola, periodo pico y dirección de la serie reconstruida de ciclones sintéticos

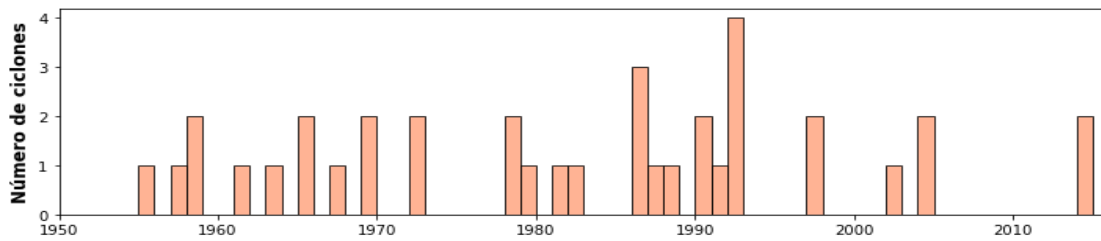


Figura 37. Histograma del número de ciclones tropicales históricos (periodo 1951-2016)

Se ha calculado el régimen de clima extremal de ciclones tropicales sintéticos e históricos (figura 38), calculando la probabilidad de no excedencia (Pr) y el periodo de retorno (TR) en función del número medio de ciclones tropicales anuales (λ):

$$Pr = \frac{i}{N+1} \quad TR = \frac{1}{\lambda(1-Pr)}$$

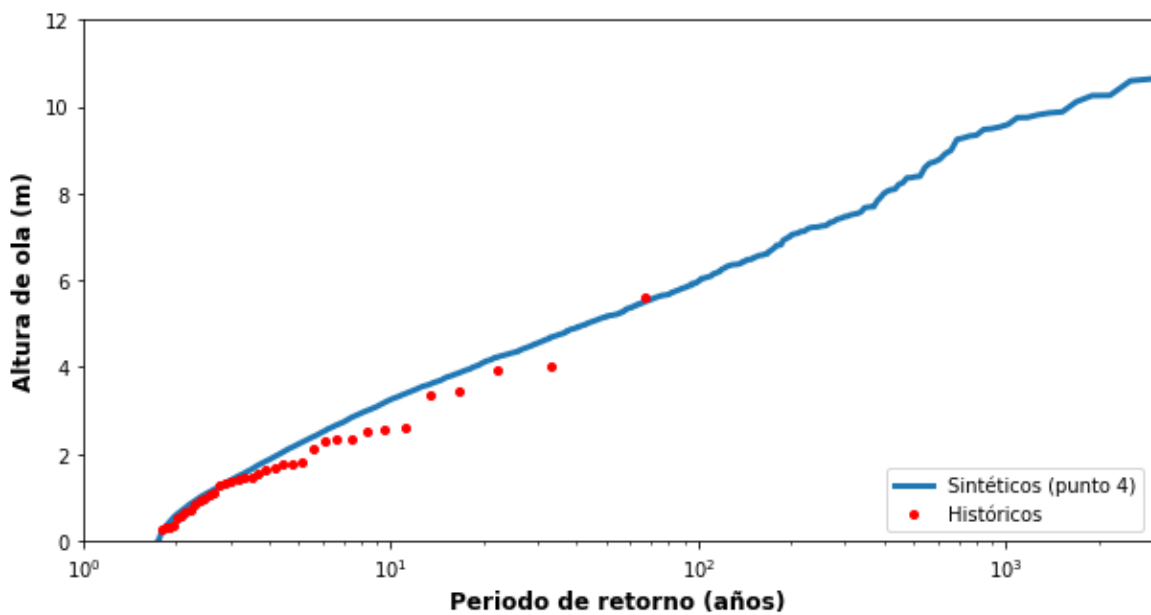


Figura 38. Régimen de clima extremal (ciclones históricos y sintéticos)

Puesto que la serie sintética cuenta con 8773 datos es posible obtener el régimen extremal de periodos de retorno muy elevados. Se observa que, la altura de ola asociada al máximo run-up parece estabilizarse alrededor de 11m para los mayores periodos de retorno. En cambio, la aproximación de la rama baja de probabilidades de no excedencia (periodos de retorno menores a 2 años) no es tan adecuada.

En color rojo se ha pintado el régimen de clima extremal de los 37 ciclones históricos reconstruidos, obteniéndose una tendencia muy parecida a la de la serie sintética. El régimen extremal sintético parece acotar superiormente al régimen de datos históricos, lo cual es consistente con el hecho de que la altura se ha obtenido con la simulación de la malla de 15km de resolución y, como se ha comprobado en los resultados del ciclón Paka, se produce una sobreestimación de la altura de ola.

La posibilidad de obtener un régimen de clima extremal a partir de la metodología propuesta tiene un gran interés, por ejemplo, en el ámbito de la evaluación del riesgo de inundación.

5. Conclusiones

Para terminar, se exponen las conclusiones que se han alcanzado en este trabajo:

- Se ha generado un metamodelo capaz de estimar las condiciones de oleaje (altura de ola, periodo y dirección) a partir de los parámetros geométricos, cinemáticos y dinámicos de un ciclón tropical.
- La parametrización de la traza de los ciclones y de los campos de viento permite la simplificación del problema a resolver.
- La metodología propuesta requiere de un esfuerzo computacional considerable, teniendo en cuenta el dominio de cálculo necesario para estudiar la escala espacial y temporal de los ciclones.
- Para obtener resultados cuantitativos que no sobreestimen la altura de ola es necesario realizar un downscaling híbrido hasta resolver numéricamente la zona objetivo con una resolución mínima de 250m, e información batimétrica de detalle.
- El número de casos simulados ($M=500$) ha demostrado no ser suficiente para conseguir una reproducción representativa de la diversa casuística de los ciclones tropicales, ya que el error de la reconstrucción no alcanza niveles de estabilización.
- Se deduce que la complejidad introducida al tratar con fenómenos extremos, el número mínimo de casos necesarios será sensiblemente superior a los 500 que se consideran generalmente suficientes en el caso estándar de propagación del oleaje.
- La metodología propuesta permite desarrollar una estimación aproximada del régimen de clima extremal de ciclones en la zona de estudio, lo cual es interesante de cara a su aplicación práctica en estudios de evaluación del riesgo de inundación por ciclones tropicales.

Asimismo, pueden apuntarse una serie de líneas futuras de investigación en las que enfocar mejoras de la metodología:

- Incluir en la parametrización de la traza variables adicionales para caracterizar la variabilidad temporal de la intensidad del ciclón tropical, la cual viene definida principalmente por la presión mínima en el centro de baja presión del ciclón.
- Validar con datos históricos de viento el modelo Dinámico de Holland utilizado para la parametrización de los campos de viento asociados a los ciclones tropicales para obtener una medida de la fiabilidad que se asume con esta simplificación.
- Analizar la conveniencia de definir obstáculos en el modelo numérico para asegurar la representación correcta de islas y atolones en el caso de no disponer de batimetría de detalle.
- Ampliar el número de casos seleccionados por máxima disimilitud, y realizar la simulación numérica de la propagación. Se recomienda incluir también la simulación de las mallas anidadas hasta la resolución de 250m para comprobar la sensibilidad del error de la serie reconstruida en función de la resolución de cálculo.

6. Referencias

- Camus et al. (2010). Analysis of clustering and selection algorithms for the study of multivariate wave climate. *Coastal Engineering* 58 (2011), 453-462.
<http://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.02.003>
- Camus et al. (2011). A hybrid efficient method to downscale wave climate to coastal areas. *Coastal Engineering* 58 (2011), 851-862. <http://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.05.007>
- Fleming et al. (2008). A real time storm surge forecasting system using ADCIRC.
[http://doi.org/10.1061.40990\(324\)48](http://doi.org/10.1061.40990(324)48)
- Ford et al. (2018). Inundation of a low-lying urban atoll island: Majuro, Marshall Islands. *Natural Hazards*. <http://doi.org/10.1007/s11069-018-3183-5>
- Holland, G.J. (1980). An Analytic Model of the Wind and Pressure Profiles in Hurricanes. *Monthly Weather Review*, volume 108 (8), 1212-1218
- Knaff et al. (2006). Statistical Tropical Cyclones Wind Radii Prediction Using Climatology and Persistence. <http://doi.org/10.1175/WAF1026.1>
- Knaff et al. (2014). An Objective Satellite-Based Tropical Cyclone Size Climatology. *Journal of Climate*, 27(1988), 455–476. <http://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00096.1>
- Knaff et al. (2015). Improved Tropical-Cyclone Flight-Level Wind Estimates Using Routine Infrared Satellite Reconnaissance. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, February 2015
<http://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0112.1>
- Knapp et al. (2010). The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS).
<http://doi.org/10.1175/2009BAMS2755.1>
- Nakajo et al. (2014). Global Stochastic Tropical Cyclone Model Based on Principal Component Analysis and Cluster Analysis. <http://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-08.1>
- Stockdon et al. (2005). Empirical parameterization of setup, swash and runup. *Coastal Engineering* 53 (2006) 573-588. <http://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- Tan, C. & Fang, W. (2018). Mapping the Wind Hazard of Global Tropical Cyclones with Parametric Wind Field Models by Considering the Effects of Local Factors. *Int J Disaster Risk Sci* (2018) 9:86-99. <http://doi.org/10.1007/s13753-018-0161-1>